

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Sedimentología



TESIS DOCTORAL

Geomorfología del Occidente Asturiano

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

María José Gómez Miranda

Madrid, 2015

TP
1983
228

María José Gómez Miranda



* 5 3 0 9 8 6 2 3 6 9 *

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE

y-68- 012885-2

GEOMORFOLOGIA DEL OCCIDENTE ASTURIANO



ARCHIVO

Departamento de Sedimentología
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid
1983

Colección Tesis Doctorales. Nº

228/83

© M^a José Gómez Miranda
Edita e imprime la Editorial de la Universidad
Complutense de Madrid. Servicio de Reprografía
Noviciado, 3 Madrid-8
Madrid, 1983
Xerox 9200 XB 480

Depósito Legal: M-34879-1983



BIBLIOTECA

Existe un ejemplar original de esta Tesis Doctoral en el Archivo General Universitario, Noviciado, 3, Madrid-8, para su consulta; en él se pueden apreciar con mayor detalle los gráficos, láminas, mapas y demás partes de la misma.

Autor: MARIA JOSE GOMEZ MIRANDA

GEOMORFOLOGIA DEL OCCIDENTE ASTURIANO

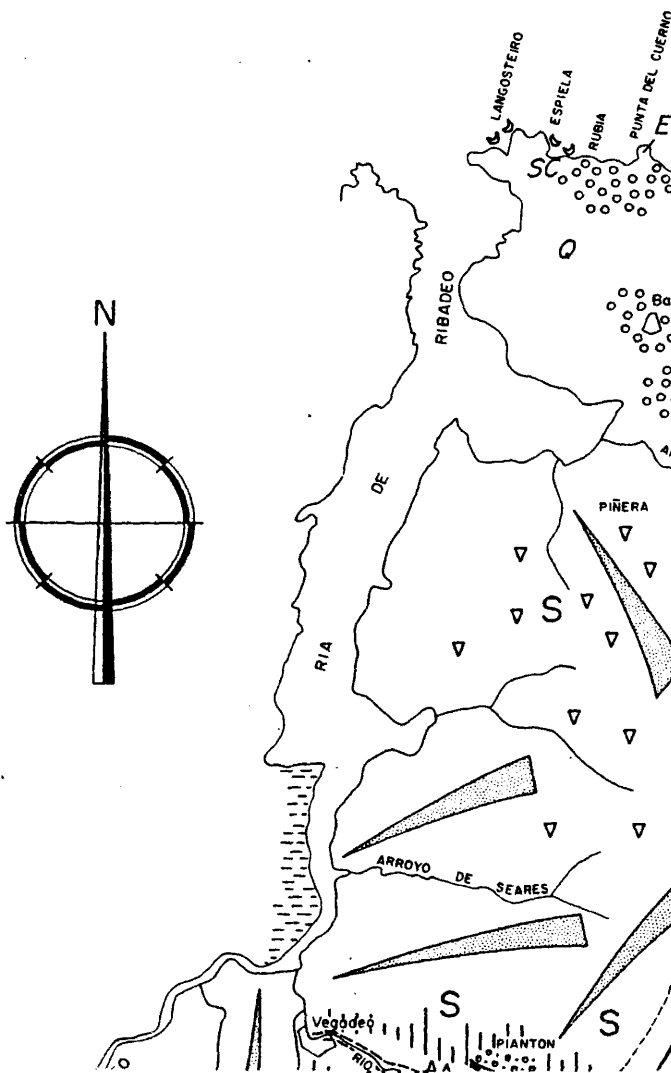
Director: D. Isidoro Asensio Amor

Profesor de Investigación del C.S.I.C.

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
Facultad de Ciencias
Sección de Geológicas

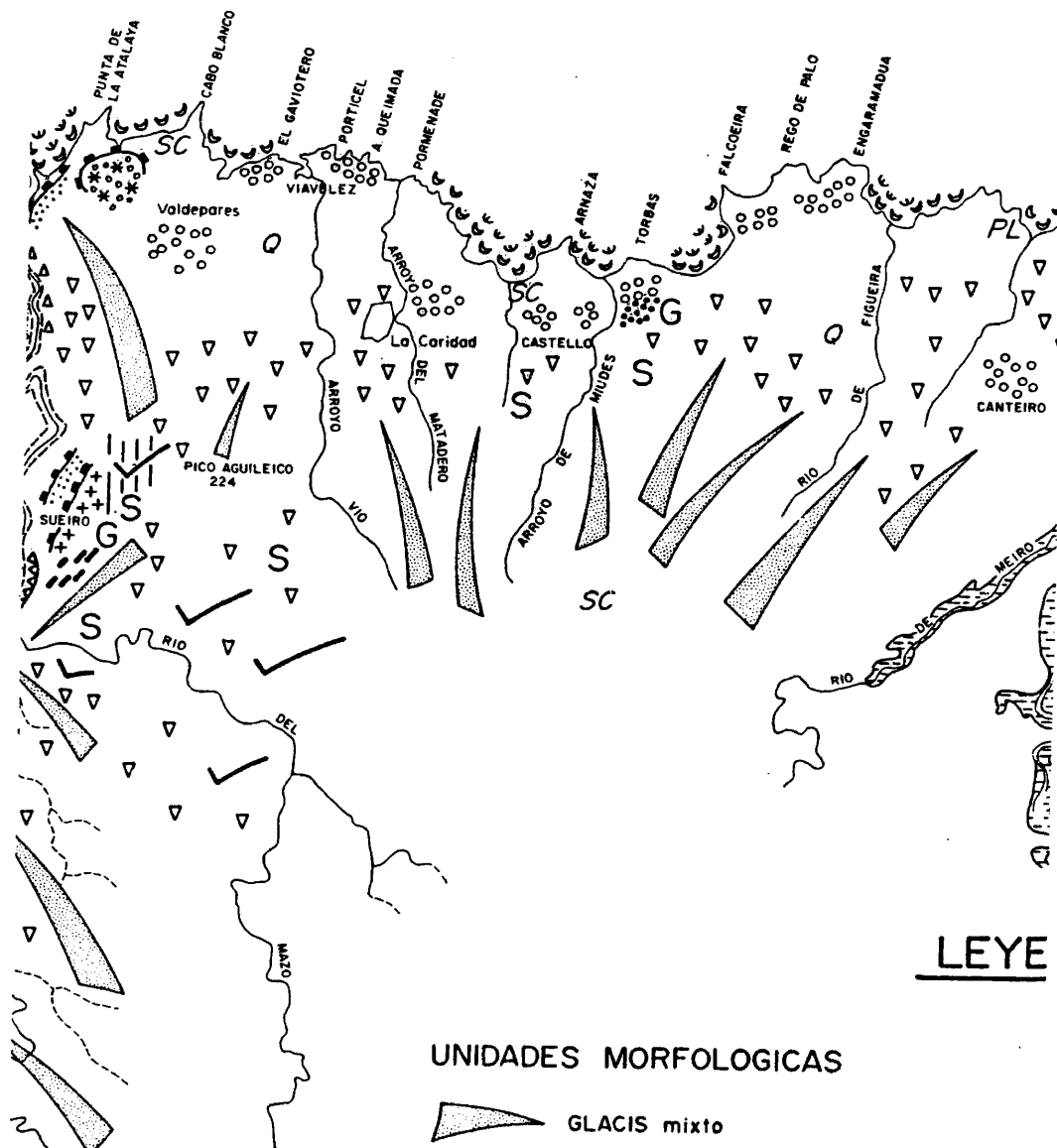
Año 1982

A



C

ANTABRICO



D

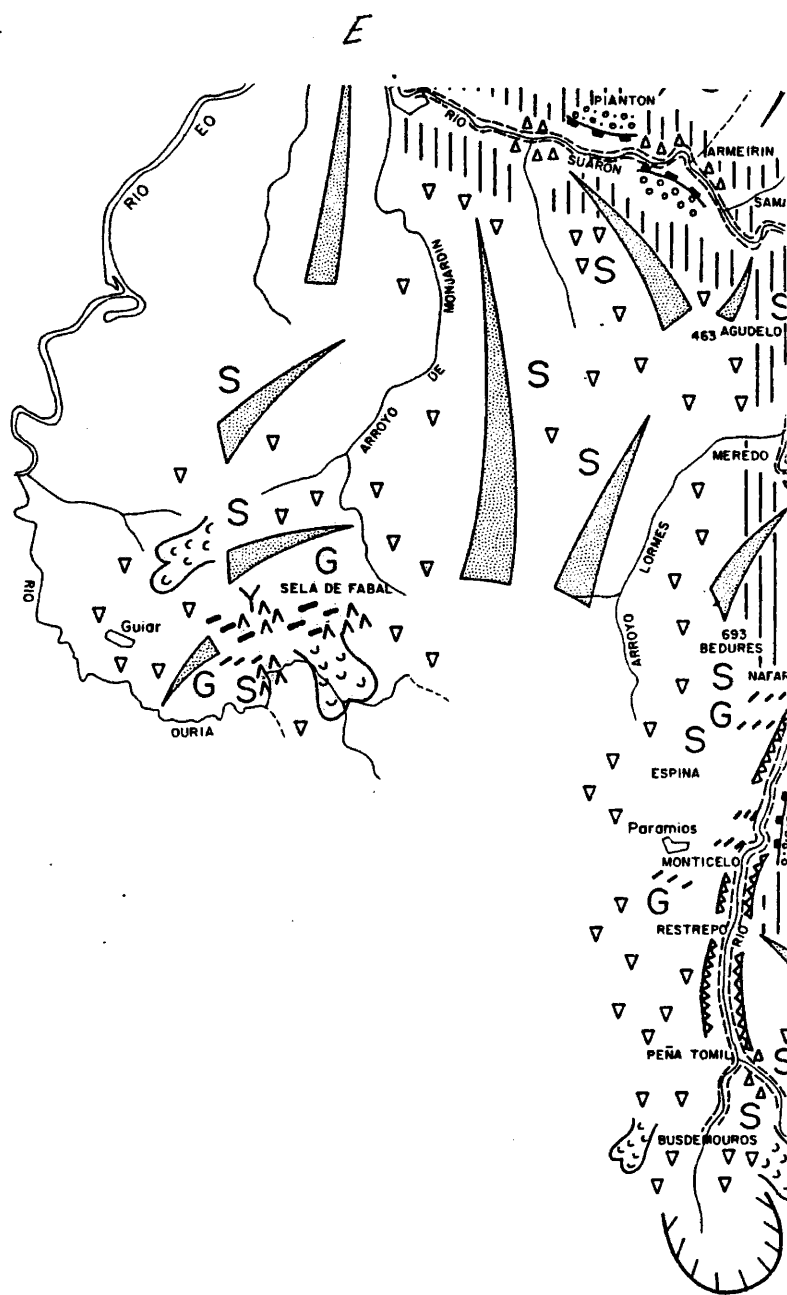


LEYENDA

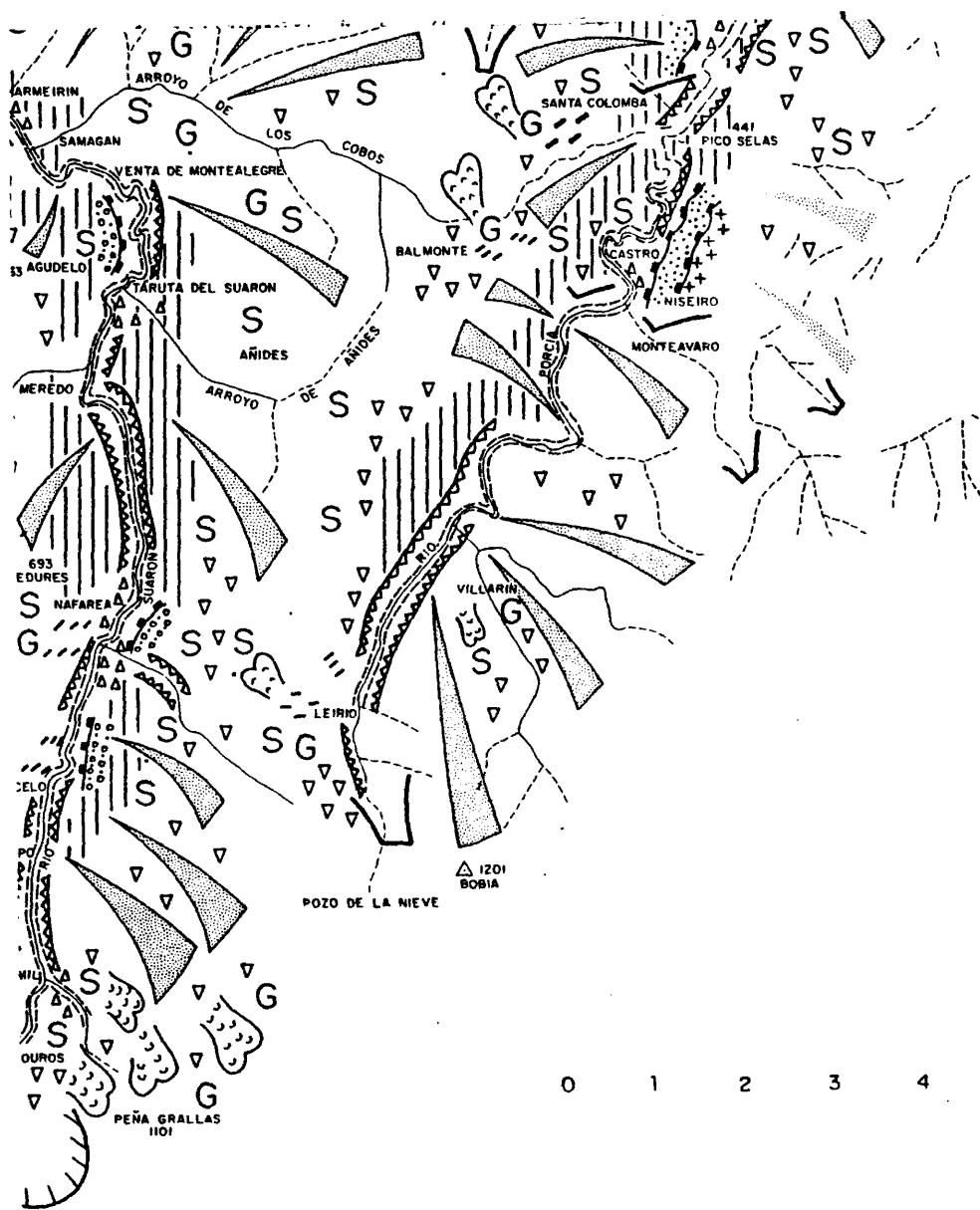
FORMACIONES PERIGLACIARES



CIRCO PERIGLACIAR



F



G



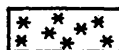
GLACIS mixto



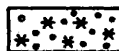
VERTIENTE DE ESCARPE NETO



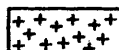
REBORDE DE TERRAZA



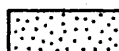
TERRAZA + 45 m.



TERRAZA + 45 m. con retoque marino



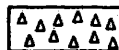
TERRAZA + 25 m.



TERRAZA + 10 m.



TERRAZA + 6 m.



ATERRAZAMIENTO 2-3 m.



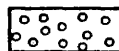
CAUCE ACTUAL



COLUVIONES



MARISMA



DEPOSITOS CUATERNARIOS
con retoque marino



ARENAS EOLICAS



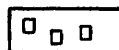
VALLE ASIMETRICO



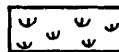
VALLE DE FONDO PLANO



ANFITEATRO



TERRAZA FLUVIAL
(material de genesis diversa)



DEPOSITOS DE PLAYA



ENSENADAS

5 Km



H



CIRCO PERIGLACIAR



ESCOMBROS DE GELIVACION



GREZES-LITEES



GROICES



CRIOTURBACION

S

SOLIFLUXION

Y

SURCOS DE ESCORRENTIA



VERTIENTES CON
ACCIONAMIENTO PERIGACIAR

G

GELIVACION

SIGNOS

E

Estefaniense

SC

Serie de los Cabos
(cuarcitas y pizarras)

CA

Calizas de Vegadeo

PL

Pizarras de Luarca

B

Rocas plutónicas

Q

Suelos sobre la superficie
de la Rasa

orino

I

Quiero expresar mi agradecimiento en primer término al Profesor ASENSIO AMOR, director de este trabajo, que con tanta dedicación y con su gran experiencia sobre geomorfología ha dirigido, y orientado esta Tesis; siendo además magistral su enseñanza y su apoyo incondicional en los trabajos de campo y laboratorio. Asi-mismo agradezco también su gran rigor científico que me ha sido tan eficaz a la hora de interpretar los hechos.

Deseo igualmente hacer constar mi agradecimiento a todo el Departamento de Petrología Endógena y Sedimentaria de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense y a sus Directores, Profesores Fuster y Mingarro respectivamente, que me han facilitado la utilización de sus laboratorios y bibliotecas y donde he disfrutado de un agradable ambiente de trabajo.

Expreso también mi gratitud a todas aquellas personas que de un modo u otro han contribuido a la realización de este trabajo, por su constante aliento durante la elaboración del mismo, en especial a D. José María Angulo Zapatero delineante de las figuras y mapas que acompañan este trabajo.

II

INDICE	pag
Capítulo 1º ANTECEDENTES HISTORICOS	1
Capítulo 2º OBJETIVOS Y METODOS DE TRABAJO	19
2.1. Objetivos propuestos	20
2.2. Métodos de trabajo y técnicas utilizadas	21
2.2.1. Trabajos de campo	22
2.2.2. Adquisición de datos: Información bibliográfica y cartográfica	23
2.2.3. Trabajos de laboratorio	23
2.2.4. Elaboración de hipótesis e interpretación de los datos obtenidos	27
2.2.5. Cartografía geomorfológica.....	28
Capítulo 3º ASPECTOS GEOLOGICOS-GEOGRAFICOS	29
3.1. Situación geográfica	30
3.2. Rasgos topográficos	31
3.3. Componentes litológicos	33
3.4. Climatología y Vegetación	35
3.5. Estratigrafía: el paleozoico inferior en el occi- dente de Asturias.....	47
3.5.1. La caliza de Vegadeo (cámbrico inferior)...	48
3.5.2. Serie de los Cabos (Cámbrico medio-Ordovici- co inferior).....	49
3.5.3. Pizarras de Luarca (ordovicico medio)	51
3.5.4. Formación Agueira (Ordovicico medio-supe- rior.....	53

3.5.5. Formación de la garganta (Silurico inferior) ..	55
3.5.6. El Estefaniense	55
3.5.7. Conclusiones	57
3.6. Tectónica	59
3.6.1. Unidades estructurales	60
3.6.2. Primera fase de deformación	64
3.6.3. Segunda fase de deformación	64
3.6.4. Tercera fase de deformación	66
3.6.5. Deformaciones tardías	67
3.6.6. Edad de las deformaciones hercínicas	69
3.6.7. Conclusiones	70
Capítulo 4º FORMAS PERIGLACIARES EN LA ZONA OCCIDENTAL DE ASTURIAS	73
4.1. Introducción	74
4.2. El periglaciario en la zona occidental de Asturias	78
4.3. Acumulaciones detríticas periglaciares en el occidente de Asturias	86
4.3.1. Coladas gelifluidales. Desplazamientos sobre un suelo helado.	88
4.3.2. Materiales detríticos ordenados: "Grezes litees" y Groizes"	96
4.3.3. Los depósitos de "Grezes litees" en la zona occidental de Asturias.	99
4.3.4. Formas de crioturbación	121

4.4. Vertientes periglaciares	125
4.4.1. Surcos de escorrentia sobre vertientes periglaciares.	130
4.5. Consideraciones finales.....	137
Capítulo 5º PROCESOS ACTUALES EN LA CUENCA-VERTIENTE DEL PORCIA.....	145
5.1. Introducción	146
5.2. La cuenca vertiente del Porcía	150
5.3. Actividades morfogenéticas y manifestaciones morfodinámicas de la cuenca-vertiente	157
5.4. La carga aluvial actual	185
5.5. Consideraciones y conclusiones sobre los procesos de la dinámica actual.	200
Capítulo 6º EVOLUCION CUATERNARIA DEL VALLE DEL PORCIA: GLACIS-TERRAZAS.....	205
6.1. Introducción	206
6.2. Los depósitos cuaternarios	207
6.2.1. Nivel + 45 m	207
6.2.2. Niveles superiores o próximos a los 25 m.....	216
6.2.3. Niveles superiores o próximos a los 10 m	232
6.2.4. Niveles de aterrazamiento a 1-3 m.....	246
6.2.5. La fracción de arenas en los depósitos de terrazas.	250
6.3. Consideraciones finales	254

Capítulo 7º MORFODINAMICA DE LA CUENCA-VERTIENTE DEL SUARON.	260
7.1. Geomorfología dinámica de la cuenca del Suarón: los transportes sólidos en las grandes crecidas .	261
7.2. Parajes de referencia en la cuenca-vertiente.....	264
7.2.1. Caracteres de la cuenca-vertiente.....	266
Tramo alto (estaciones I-V)	266
7.2.2. Tramo medio (estaciones VI-IX)	272
7.2.3. Tramo bajo o inferior (estaciones X-XIV).....	283
7.2.4. Colectores secundarios	291
7.3. Reconstitución de la carga aluvial: dinámica de cantos.	297
7.4. Características texturales del material grueso .	311
7.5. Distribución granulométrica del material fino. Régimen fluvial y condiciones de sedimentación.	327
7.6. Niveles de acumulación fluvial en el valle del Suarón	338
7.7. Granulometría de arenas	355
7.8. Consideraciones finales.....	358
Capítulo 8º LA PLATAFORMA LITORAL O RASA CANTABRICA Y EL FRENTE COSTERO	360
8.1. Introducción	361
8.2. Unidades morfológicas	365
8.2.1. Glacis	366

VI

	pag.
8.2.2. Depósitos accionados por el mar, situados sobre la rasa.....	368
8.2.3. El progresivo encajamiento de la red hidrográ fica en la rasa.....	430
8.2.4. El frente costero; los depósitos actuales	437
Capítulo 9º ACCIDENTES GEOGRAFICOS QUE LIMITAN LA ZONA ESTU_	
DIADA DEL OCCIDENTE ASTURIANO: RIA DEL EO Y	
ESTUARIO DEL NAVIA.....	449
9.1. La ría del Eo	450
9.2. El tramo final del río Navia	454
9.2.1. Cuadro morfológico	456
9.2.2. Estudio de sedimentos	463
9.2.3. Consideraciones finales	478
9.2.4. Conclusiones.....	480
Capítulo 10º RESUMEN Y CONCLUSIONES	483
BIBLIOGRAFIA	497

1

A N T E C E D E N T E S

H I S T O R I C O S

CAPITULO PRIMERO

”

Puede considerarse la mitad del siglo XIX, como el paso más decisivo en la historia moderna de la geología española. La venida de SCHULZ a España en 1826 y su labor realizada a lo largo de medio siglo, marca una etapa importante en la geología del país.

Los trabajos más antiguos acerca de la zona occidental española se remontan a 1831, fecha en que se encarga a SCHULZ la realización de un mapa petrográfico del Reino de Galicia. Este fue el primer mapa geológico publicado de una parte del país y la única referencia geológica de conjunto de la región.

Por encargo de la "Comisión Petrográfica", dependiente de la Dirección General de Minas, recorre SCHULZ durante varios años la región de Asturias con el fin de elaborar un mapa geológico de la misma, cuya publicación se llevaría a cabo en 1855 y culminaría en 1858 con la "Descripción geológica de la provincia de Oviedo. En este trabajo y como corresponde a la sucesión estratigráfica admitida en esa época, SCHULZ considera como silurianos a todos los materiales que afloran en el occidente de Asturias. Dentro de este Siluriano diferencia diversos materiales (pizarras, grawachas, cuarcitas y calizas) pero sin llegar a establecer una sucesión estratigráfica de los mismos.

Junto con SCHULZ , desde 1828, varios ingenieros se incorporan al plan de exploración geológica del país y son enviados por el gobierno a la Bergakademie de Freiberg en Sajonia, con el fin de actualizarse en los conocimientos geológicos y tectónicos relacionados con la explotación minera. Esta primera salida oficial al extranjero señala un hito importante en la evolución de la geología española. Ha cía 1840, otros ingenieros de minas se incorporan al plan de exploración geológica del país, son ellos los pioneros de la geología española.

A la muerte de SCHULZ en 1877 se puede decir que se cuenta ya con una considerable y valiosa labor efectuada. Se ha producido en el transcurso de este medio siglo el paso más decisivo de la historia moderna de la geología española, siendo SCHULZ una de las principales figuras de es ta organización y consolidación.

La obra de SCHULZ marca un hito memorable en la cartografía geológica de España; se trata del primer mapa geológico levantado a nivel provincial, coherente con los publicados en Europa en las mismas fechas, que sirve a su vez de modelo para los demás mapas que realizaría la Comisión del Mapa Geológico de España (1873).

La cartografía de SCHULZ se mantiene vigente durante medio siglo, apareciendo hasta cuatro ediciones de su mapa (1858, 1900, 1901, 1930) que mantienen su vigencia co

mo base de trabajo hasta la obra de ADARO, en la que figuran varios mapas que suponen un progreso respecto a la cartografía de SCHULZ.

La estructura geológica de Asturias aparece perfectamente marcada en el mapa de SCHULZ, destacando ya entonces la clara diferencia entre el occidente de Asturias -constituido por series paleozoicas monótonas y potentes donde alternan principalmente cuarcitas y pizarras, que considera silurianos, sin lograr establecer una sucesión estratigráfica-del resto de Asturias, de sucesión mucho más variada. Aporta también el conocimiento de terrenos devónicos en la región central de Asturias, la cuenca carbonífera central y la clara diferenciación del extremo oriental dominado por las calizas carboníferas que forman el macizo curvado de los Picos de Europa.

Junto a esta estructura global aparecen un sin fin de detalles cartográficos: manchones de rocas ígneas en toda la provincia, afloramientos poco abundantes de calizas en el occidente de Asturias, así como materiales carboníferos en el mismo, etc. Su cartografía sobre los materiales mesozoicos presenta pocas modificaciones con la admitida en la actualidad.

Desde esta época hasta fechas muy recientes, los principales trabajos están encaminados al establecimiento de la sucesión estratigráfica, que va siendo enriquecida por

el hallazgo de yacimientos fosilíferos. Así destacan los hallazgos de PRADO (1857) de la entonces denominada "fauna 2ª" (el Ordovícico actual) en las pizarras negras de los alrededores de Luarca, que le permitieron comparar estos niveles con las pizarras de Angers de Bretaña.

En 1877 BARROIS da cuenta del hallazgo de la "fauna 1ª" (Cámbrico actual) en los alrededores de Vegadeo. Estos datos, representan la base de la sucesión estratigráfica del Occidente de Asturias establecida en 1882 por BARROIS, que introducen algunos cambios y producen retoques en el mapa trazado por SCHULZ. Estos cambios afectan especialmente a la edad de las formaciones de la parte occidental de Asturias.

La sucesión dada por BARROIS para el occidente de Asturias de abajo a arriba comprendía los siguientes términos: Pizarras de Ribadeo, Calizas y pizarras con Paradoxides de la Vega, Areniscas de Cabo Busto y pizarras de Luarca con Calimene tristani; BARROIS atribuyó al Cámbrico los dos primeros términos y a la base del Silurico (Ordovícico actual) los siguientes.

Junto con BARROIS otros autores como ABELLA CASARIEGO 1877, MALLADA y BUITRAGO 1878 introducen algunos cambios de carácter local.

Como ya hemos indicado anteriormente el mapa de SCHULZ se mantiene como base de la cartografía geológica hasta la obra de ADARO donde figuran varios mapas que suponen un progreso respecto a la cartografía de SCHULZ .

El mapa de Asturias y áreas vecinas (ADARO y JUNQUERA 1916), junto con el de la región central de Asturias, al norte de Oviedo, de los mismos autores que el anterior y los de la cuenca carbonífera central (ADARO, 1926) suponen valiosos trabajos que permite reconocer por vez primera el verdadero carácter de las unidades cartografiadas. La obra de ADARO no modifica sustancialmente la estratigrafía de BARROIS para el occidente de Asturias, pero aporta cortes geológicos y la descripción detallada de muchas zonas. Hasta mediados de este siglo los mapas de ADARO sirvieron de base para toda la cartografía ulterior.

También de esta época son valiosas las aportaciones que provienen de HERNANDEZ SAMPELAYO; este autor modificó de forma acertada la sucesión estratigráfica de BARROIS, situando las pizarras de Ribadeo en su lugar, por encima del horizonte carbonatado de Vegadeo (1914); en 1915 describió una abundante fauna dentro de la que cabe destacar la presencia de Dydimograptus en las pizarras de Luarca y Monograptus en ampolitas situadas por encima del nivel anterior; de 1916 es el hallazgo del mismo autor sobre Monograptus en el occidente de Asturias, en la región de los Oscos.

Los esquemas de localización geológica para la zona costera de occidente de HERNANDEZ SAMPELAYO (1950) tienen como base los mapas de ADARO.

Los diferentes mapas geológicos que entre el primitivo de SCHULZ y el de ADARO van apareciendo sucesivamente muestran en el occidente de Asturias solamente grandes franjas en las que alternan terrenos cámbricos y silúricos, con una distribución distinta a la que aparece en la cartografía actual; en esta época, los materiales precámbricos eran desconocidos y las pizarras reconocidas actualmente como precámbricas aparecen como Cámbricas en el mapa de ADARO. Por el contrario, sí aparecen señalados con precisión los afloramientos de calizas y rocas ígneas de la región.

La cartografía de ADARO queda recogida en los mapas de Conjunto del Instituto Geológico y Minero, existiendo varias ediciones del mapa a escalas diferentes. Las aportaciones de otros autores en este tiempo son escasas y se refieren fundamentalmente a esquemas tectónicos o pequeños mapas de alcance local. Entre ellos cabe destacar la interpretación de HERNANDEZ SAMPELAYO (1916) de la estructura de la región de los Oscos como una tectónica de escamas.

La variedad de mapas que por esta época se realizan termina con la aparición de la primera hoja asturiana del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 preparada por HERNANDEZ SAMPELAYO y KINDELAN (1950).

A partir de 1950, la cartografía geológica asturiana cambia sustancialmente, comenzando entonces una nueva época en el conocimiento de la estratigrafía del occidente de Asturias, a la vez que se intenta cartografiar toda la superficie regional a menor escala (1:50.000 y hasta 1:25.000).

La mayor parte de los trabajos geológicos de la Cordillera Cantábrica no aparecen ya individualmente sino que son escuelas o grupos colectivos los que trabajan en la geología de la región. Destacan entre estas escuelas la alemana dirigida por LOTZE, para nosotros de especial atención por tratarse de aportaciones referidas al occidente de Asturias; la holandesa de LEIDEN representada por SITTER, se refiere más a la cartografía de la vertiente leonesa de la Cordillera, siendo escasas las aportaciones referidas al territorio asturiano, reduciéndose siempre a áreas limítrofes con el borde sur; la española de Oviedo, representada por LLOPIS LLADO en su primera etapa, hasta 1965, y a partir de entonces se inicia una segunda etapa por JULIVERT continuada por MARTINEZ ALVAREZ y otros, siendo en esta época muy abundantes las contribuciones cartográficas de la Sección de Ciencias Geológicas de la Universidad de Oviedo.

Especial interés para el estudio de la estratigrafía del occidente de Asturias tienen las publicaciones de LOTZE (1945 a,b; 1956 a,b; 1957, 1958, 1961) que van a abrir

una nueva etapa en el conocimiento de la misma. LOTZE presu-
pone la existencia de un precámbrico en el área del Narcea
y también la presencia del precámbrico de Galicia oriental,
implícito ya en los trabajos de BARROIS, quedando así bien
definida la base del paleozoico.

A partir de este momento continúan las aportacio-
nes de la escuela alemana sobre la cartografía del territo-
rio asturiano, apareciendo junto a los mapas de afloramien-
to Cámbricos de LOTZE (LOTZE y SDZUY, 1961), mapas del sec-
tor central de la costa RADIG (1962, 1964) del sector oc-
cidental, FARBER y JARITZ (1964) y los del valle medio del
Narcea, POLL (1963).

Durante la etapa 1950-1967 y con la contribución
bastante extensa de la escuela de Oviedo, representada en
su principio por LLOPIS, comienza a ser mucho más coheren-
te la distribución de terrenos precámbricos y paleozoicos
del occidente de Asturias, como puede observarse en el es-
quema geotectónico de VALDES LEAL (1967).

Aparecen en esta época varias hojas de mapas geo-
lógicos de distintas áreas de Asturias y muchos mapas de
detalle realizados unas veces por LLOPIS y otras por sus
colaboradores.

A partir de este momento son muchas ya las apor-
taciones españolas al conocimiento cartográfico de Astu-
rias; destaca la labor de la Sección de Ciencias Geológicas

de Oviedo que logra cubrir practicamente todo el territorio asturiano con bastante detalle, facilitando de este modo la realización de mapas más generales. Esta segunda etapa se inicia en Oviedo hacia 1965, y está dirigida por JULIVERT y MARTINEZ ALVAREZ.

Organismos oficiales, autores de procedencia diversa, diferentes empresas han realizado importantes colaboraciones y han enriquecido aspectos variados de la cartografía geológica asturiana, marcando nuevas y mayores precisiones en la misma. Son de interés a este respecto las aportaciones del Instituto Geológico y Minero de España a la cartografía geológica de España, que a partir de 1971 inicia una nueva serie (MAGNA), y el mapa geológico de Asturias (1978) compuesto por el departamento de Geotectónica de la Universidad de Oviedo que representa una visión actual de la constitución geológica de Asturias. Por lo que respecta al occidente de Asturias y extremo oriental de la provincia de Lugo (NW de España) destaca el realizado por ALBERTO MARCOS en 1972; el mapa constituye una visión fiel de las ideas surgidas como resultado de las últimas investigaciones.

En el verano de 1981 se ha publicado, dentro de la serie MAGNA, el mapa geológico del occidente de Asturias (Hojas de Ribadeo, Vegadeo, Lluarca y Boal). La cartografía está realizada por MARCOS y BASTIDA (1976); completan

el mapa especialistas de diversas ramas de la geología, pertenecientes en su mayoría a la Universidad de Ciencias Geológicas de Oviedo.

Junto al estudio y conocimiento geológico de la región de Asturias, que desde tiempos de SCHULZ se viene realizando, se inician también más lentamente, trabajos y publicaciones aisladas sobre aspectos geomorfológicos de esta región.

De 1957 es el mapa que LLOPIS LLADO y JORDA, presentan al V Congreso Internacional INQUA sobre el Cuaternario de Asturias, donde se señala la existencia de materiales retocados por el mar, que designa con el término de postglaciares y materiales periglaciares; el mapa realizado a escala 1:250.000 no determina yacimientos, ni da detalles sobre los mismos, se limita a indicar la existencia de este tipo de materiales sobre la rasa y más hacia el interior; sin embargo, nos parece importante señalarlo dentro de este capítulo de antecedentes históricos, pues constituye un documento inicial del Cuaternario de Asturias y el único mapa existente sobre el mismo.

LLOPIS en estas fechas realiza la cartografía Cuaternaria de Asturias, pero no es él quien inicia los estudios sobre el mismo, que comienzan con autores como GOMEZ DE LLARENA y ROYO (1927); CUETO y RUIZ DIAZ (1930) que hacen una nota sobre las terrazas y rasas litorales de la costa de Asturias.

Muy ampliada y extensa es la labor de HERNANDEZ PACHECO que se inicia en 1930 con el estudio de las costas de la Península Hispánica y sus movimientos, y se continúa durante más de treinta años; este autor en un principio atribuye un origen continental a la rasa litoral de Asturias. En un trabajo sobre "La plage ancienne de La Franca (Asturias)", GUILCHER, 1955 pone en evidencia el origen marino de la "rasa" cantábrica y señala, sobre una playa marina de cantos accionados por el mar, un depósito de 10 m de potencia formado por elementos angulosos, envueltos en una matriz fina, que compara con las coladas de soliflucción de la costa de Corwal y del Macizo Armoricano generadas por condiciones periglaciares.

En un amplio trabajo geológico y geomorfológico sobre el NW de la Península Ibérica BIROT y SOLE SABARIS (1954) sitúan, aunque sin ningún estudio de detalle, algunos fenómenos de índole fría como periglaciares. En los alrededores de Ribadeo, al sur de Rinlo, mencionan una formación marina cubierta por elementos angulosos no estratificados, ligados a procesos de soliflucción con motivo de la última fase glacial (Würm).

La cronología dada por estos autores a las formaciones marinas recubiertas por los materiales de soliflucción las sitúan en el Tirreniense.

En 1955 LLOPIS LLADO, en una nota sobre los depósitos de la costa Cantábrica entre los cabos Busto y Vidio (Asturias), analiza una serie de acumulaciones de origen frío que recubren los sedimentos marinos de la "rasa" de este sector. BIROT y SOLE (1954) y lo mismo GUILCHER (1955) habían interpretado depósitos análogos de la plataforma de Luarca como sedimentos periglaciares originados por solifluxión y depositados posteriormente a las arenas y cantos marinos que recubre, lo que no hace dudar al autor sobre el origen igualmente periglacial de estos fenómenos observados por él. LLOPIS considera provisionalmente como Tirreniense la edad de la rasa litoral de este sector y rissieneses los materiales de solifluxión que la recubren.

A finales de 1950 se inicia una etapa donde son varios los autores que dedican gran parte de su labor a trabajar sobre manifestaciones cuaternarias en Asturias o en las inmediaciones de Galicia y Asturias: ASENSIO AMOR; HERNANDEZ PACHECO; MARTINEZ ALVAREZ; NONN.

En los años comprendidos entre 1959 y 1964 existe una amplia labor conjunta de HERNANDEZ PACHECO y ASENSIO AMOR centrada fundamentalmente en el conocimiento y estudio de los materiales sedimentarios sobre la rasa cantábrica en sectores de Galicia y Asturias; se investiga sobre el origen de la misma, se estudian varios depósitos detríticos trabajados por el mar que descansan sobre la rasa y se des-

tacan los mecanismos glacioeustáticos que afectaron a esta zona de abrasión marina.

MARTINEZ ALVAREZ en la etapa que va desde 1958 a 1965 comienza con un artículo de los numerosos conceptos integrados en el denominado "sistema periglaciario" y concreta una definición para "país frío" y para "zona periglaciario". De 1961 son los datos sobre depósitos coluvionares de la zona oriental y costera de Asturias, donde el autor distingue coluviones en función de la naturaleza litológica de los depósitos: coluviones calizos, cuarcíticos y pizarrosos. Se completa este trabajo con el realizado por el mismo autor en 1965 sobre formaciones periglaciares de la zona montañosa del occidente de Asturias. De este mismo año es una nota sobre la génesis del Karst astur con marcadas huellas de haberse originado en condiciones periglaciares.

Por estos mismos años, en Galicia NONN (1960-66); NONN y TRICART (1960) ASENSIO AMOR y NONN (1964), observan testimonios de un medio morfoclimático periglaciario que permite considerar que este sector gallego ha conocido durante el Würm, un clima rudo con intensa acción del hielo, llegando a alcanzar altitudes realmente bajas dado que en numerosos casos las manifestaciones fosilizan la rasa.

Las publicaciones sobre el Cuaternario en los límites de Galicia y Asturias que se van realizando en esta etapa de principio de 1960 van encaminadas fundamentalmente

al estudio de la rasa cantábrica, pero junto a estas aparecen también algunos trabajos sobre depósitos fluviales en el occidente de la Península. Entre los años 1959 y 1964 existen trabajos de ASENSIO AMOR y NONN donde se estudian depósitos de terrazas del río Eo y las margenes de su ría que posteriormente se continúa con el estudio de terrazas y aluviones actuales de los ríos Masma y Oro en la provincia de Lugo y los depósitos de la ría de Navia (HERNANDEZ PACHECO y ASENSIO AMOR, 1964). Las redes hidrográficas de la región de Asturias están sin estudiar; por primera vez se ponen de relieve en este trabajo los procesos actuales de las cuencas de los ríos Porcía y Saurón, sus depósitos cuaternarios, vertientes y glaciais.

Durante la década de los años 70 continúan el estudio sobre el Cuaternario de Asturias ASENSIO AMOR; ASENSIO AMOR y GOMEZ MIRANDA; MARY GUY; MARY, MEDUS y DELIBRIAS; los trabajos de esta etapa siguen referidos principalmente al estudio de la rasa cantábrica, los depósitos marinos que aparecen en ella y las manifestaciones periglaciares que se observan en sus proximidades.

ASENSIO AMOR en 1971, realiza una síntesis de los procesos de tipo periglacial existentes al NE de la provincia de Lugo y NW de la provincia de Asturias, a una altitud próxima al nivel del mar; a las manifestaciones señaladas: solifluxión, grietas en forma de cuña, escombros gravitato-

rios, roturas de cantos etc, añade sus observaciones personales. Este mismo autor en 1974 en un trabajo titulado "Contribución al estudio de acciones periglaciares en el límite Galaico-Astur", aborda el análisis de diversos fenómenos de origen periglaciario, así como de las modificaciones que han sufrido algunas acumulaciones periglaciares posteriormente; se trata de nuevas aportaciones al conocimiento de fenómenos periglaciares, iniciado ya con el estudio de algunas terrazas fluviales, donde se analizan problemas morfogénicos de tipo periglaciario, a partir del estudio de fenómenos naturales y modificaciones sufridas en los depósitos sedimentarios, donde se pone de relieve que la morfología explicada hasta ahora como erosión normal, se trata más bien de una asociación de procesos morfogénicos de carácter climático.

De 1975 es el trabajo del mismo autor sobre la morfología del frente costero en el límite Galaico-Astur, proximidades de Ribadeo y Castropol; se denota en la morfología de la costa y en relieves próximos a ella, la acción paleoclimática de fenómenos propios de frío intenso, donde la gelifracción y la solifluxión conjuntamente han generado numerosos depósitos detríticos.

MARY G, 1972, evidencia de nuevas manifestaciones de tipo frío en la costa asturiana, con motivo de una investigación morfológica sobre las antiguas líneas de costa cua

ternarias en los alrededores de Luarca; fija su edad cronológica en el Riss. Un año antes presenta un breve trabajo sobre tres niveles marinos fósiles situados a 7 m, 15 m y 35 m sobre la costa asturiana entre Ribadesella y Comillas que los refiere a los tres niveles del Tirreniense.

Este mismo autor, en trabajos posteriores, 1974-1975, señala nuevos depósitos al oeste del río Nalón que identifica como "éboulis ordonnés" y que sitúa en el Würm y "más exactamente tardiglaciario".

MARY a lo largo de la costa asturiana reconoce tres niveles marinos: a 28-30 m; 12-15 m y 6-7 m (por debajo de la rasa) que se encuentran en distintos puntos de la costa asturiana MARY, 1968, 1971; MARY, MEDUS & DELIBRIAS, 1975, los más altos de los cuales se pueden relacionar con los interglaciares Gunz-Mindel (Calabriense Medio) y Mindel-Riss (Siciliense Medio) y el de 7 m correspondería al interglaciario Riss-Würm.

Como más adelante veremos, en el capítulo dedicado al estudio de los niveles de terrazas de las dos cuencas vertientes que aquí presentamos, la del río Porcía y la del Suarón, nosotros no estamos de acuerdo con los niveles reconocidos por los autores citados ni con las edades que se les adjudican.

El trabajo que hoy presentamos aquí, acompañado de la correspondiente cartografía, es una continuación del estudio geomorfológico de este sector occidental de Asturias iniciado ya por los autores que brevemente y muy de pasada hemos nombrado, pero junto a los que continuaremos a lo largo de todos los capítulos por ser ellos los pioneros que, con gran tesón y con medios a veces muy rudimentarios, iniciaron el camino que hoy nosotros continuamos y para el que albergamos la esperanza de que otros lo seguirán.

OBJETIVOS Y
MÉTODOS DE TRABAJO

CAPITULO SEGUNDO

2.1.-Objetivos propuestos

El objetivo fundamental de la presente investigación, es la geomorfología y sedimentología de la zona occidental de Asturias, con el fin de conocer la posible evolución cuaternaria de este sector, a partir del estudio de los elementos confirmados en el laboratorio y estructuras interpretadas sobre el terreno.

Los principales testigos cuaternarios estudiados para lograr este objetivo básico han sido:

- el encajamiento de las redes hidrográficas del Porcía, Suarón y desembocadura del río Navia, con sus correspondientes niveles de acumulación fluvial.

- las formaciones de aluviones y coluviones.

- los sistemas de glaciares o vertientes en vías de regularización en los valles del Porcía y Suarón. Su naturaleza y las condiciones climáticas que influyeron en su génesis.

- el intenso periglaciario y las frecuentes manifestaciones periglaciares que nos permiten levantar las fases morfoclimáticas ocurridas durante el Cuaternario en este sector del occidente de Asturias.

- la formación de una superficie de abrasión marina o rasa, cuya génesis está relacionada con movimientos glaci-eustáticos, cuya edad es difícil de precisar.

Sin embargo, este objetivo tiene que ser estrictamente considerado, en función de la metodología y de sus límites. Así una de las finalidades de este objetivo básico hubiera sido el precisar más la cronología, este cometido no ha sido posible dada la escasez de argumentos paleontológicos precisos para la elaboración de la misma.

2.2.-Métodos de trabajo y técnicas utilizadas

El método global de trabajo seguido en la presente investigación, ha sido el método científico; para ello hemos recorrido una serie de fases, que a su vez han exigido la utilización de sus propios métodos y técnicas específicas.

Las técnicas empleadas han sido muy variadas. Cada una va orientada a la solución de los diferentes problemas que se presentan a lo largo de la investigación geomorfológica y su elección se realiza, de acuerdo con el detalle que se desea alcanzar, tomando aquellas que, de una manera precisa, den respuestas más claras.

Una vez que el objetivo fundamental de este trabajo ha quedado ya expuesto y que él es el principal centro de interés, el método general de estudio seguido en la presente investigación se ha desarrollado en las siguientes fases:

- observación de los hechos y realización de trabajos sobre el propio terreno
- adquisición de datos en sus dos vertientes
 - . información bibliográfica y cartográfica
 - . trabajos de laboratorio y estadístico
- elaboración de posibles hipótesis e interpretación de los datos obtenidos
- formulación de las conclusiones y levantamiento de la cartografía geomorfológica.

2.2.1.- Trabajos de campo

La observación directa sobre el terreno ha sido una de las tareas más laboriosas, de mayor dedicación y más esfuerzo dadas las características de esta zona occidental asturiana, donde todavía en muchos lugares son escasas las carreteras y se hace difícil el acceso a muchos puntos. El relieve tan accidentado, la abundante vegetación que cubre todo este sector y las frecuentes lluvias contribuyen a que esta zona presente especiales dificultades a la hora de recorrerla y observar sus peculiaridades geológicas y geomorfológicas. La fotografía aérea instrumento de trabajo muy valioso para el geólogo, no aporta tampoco en este caso demasiada información para la localización de fenómenos que quedan la mayoría de las veces oculto por la espesa vegetación, aunque en la medida de lo posible nos hemos servido de ella. Por todo esto, ha sido la fase que ha requerido

mayor tiempo y dedicación.

Forman parte de los trabajos de campo las descripciones, recogida de muestras, granulometría de cantos, etc.

2.2.2.-Adquisición de datos: información bibliográfica y cartográfica.

Se ha consultado la bibliografía que aparece reseñada al final de esta investigación, la cual ha sido de gran ayuda para el conocimiento e interpretación del estudio geomorfológico. Junto a esta información bibliográfica, la cartografía es un instrumento indispensable para el geólogo. En este caso hemos contado sólo con los mapas topográficos que existen editados a diferentes escalas (1/25000; 1/50000; 1/100000). El mapa geológico correspondiente a esta zona ha aparecido publicado en octubre de 1981, casi ya al final de nuestra investigación, por eso sólo al término de ella hemos podido utilizarlo.

2.2.3.-Trabajos de laboratorio

A todas las muestras recogidas por nosotros en las diversas estaciones, se les han aplicado los métodos para el estudio de sedimentos (CAILLEUX et TRICART, 1963). Estos métodos en su mayor parte experimentales y estadísticos aplicados a los materiales detríticos van hacia el estudio de la dinámica, origen y evolución de los sedimentos en relación con los procesos erosivos sufridos por ellos. Las fases seguidas han sido:

- . selección de los materiales detríticos
 - . análisis de estos elementos
 - . establecimiento de formas de expresión comparables mediante valores que traduzcan las características de tamaño (granulometría) y de forma (desgaste, aplanamiento y disimetría) de los materiales
 - . interpretación de los fenómenos ocurridos
- Técnicas utilizadas-
- a) Análisis granulométrico y litológico de la fracción gruesa (bloques y cantos)

El análisis granulométrico de cada depósito se ha efectuado sobre lotes de 200 elementos; la escala dimensional utilizada de 20 a mayor de 1000 mm; el valor estadístico fundamental de grosor se ha expresado por la mediana y el centilo. Considerando como bloques a los elementos que sobrepasan los 24 cm; cantos grandes los comprendidos entre 12-24 cm, cantos medianos los de 6-12 cm; cantos pequeños los de 2-6 cm.

De cada depósito se ha construido, con los porcentajes obtenidos el espectro granulométrico, al mismo tiempo que la repartición litológica de los elementos en función de sus dimensiones.

Las siglas para designar los elementos litológicos han sido C (cuarcitas), P (pizarras), Q (cuarzós), A (areniscas), G (gabros), Ca (calizas).

El análisis granulométrico y litológico como complemento y ayuda al estudio sobre el terreno, nos ha permitido hacer deducciones en cuanto al tipo de transporte y medio sedimentario, direcciones de aportes y condiciones climáticas principalmente.

b) Granulometría de la fracción fina (arenas)

Para el análisis granulométrico de arenas hemos utilizado la serie de tamices para separar los clastos comprendidos entre 2 mm y 0,06 mm. El diámetro de las mallas utilizadas es: 2,0-1,5-1,0-0,80-0,60-0,50-0,40-0,30-0,20-0,16-0,12-0,08-0,06 mm; obteniendo por pesada el tanto por ciento de toda la muestra.

La representación utilizada ha sido la curva acumulativa de facies semilogarítmica, y los valores estadísticos a calcular fueron los cuartiles (Q_{50} , Q_{75} , Q_{25} , Q_{90} y Q_{10}). A partir de ellos se han elaborado los índices de clasificación de Trask (So), de asimetría de Krumbein (SK) y el índice de dispersión global (DG).

El desarrollo de las curvas acumulativas evidencia la acción del agente de transporte, ofreciendo en general facies con evolución degradada o de transporte incompleto o bien facies muy evolucionadas de tipo logarítmico (Riviere).

c) Análisis morfométricos

Se han calculado los índices de desgaste, aplanamiento y disimetría de cada depósito por los métodos utilizados por CAILLEUX et TRICART, (1963). De cada depósito se han tomado 100 elementos de cuarcita de longitud mayor $L=40-60$ mm como material más abundante de la zona, solo en algún depósito se ha trabajado con cuarzos por no existir casi cuarcitas. La representación usada ha sido el histograma y se han calculado diferentes parámetros morfométricos (medianas, y máximos del histograma, etc).

d) Carbometría de arenas

Para registrar los contenidos de CaCO_3 en las muestras de arenas se ha utilizado el carbómetro propuesto por LOPEZ DE AZCONA y MINGARRO MARTIN (1967), encaminando a la determinación del dióxido de carbono contenido en muestras de 100 miligramos; para provocar el desprendimiento de CO_2 el reactivo empleado ha sido HCl diluido y en frío. Posteriormente se han hallado los porcentajes existentes de CaCO_3 de cada depósito.

El reparto de conchuela en la fracción arenosa alcanza solo a la ensenada de Navia, donde la proporción de CaCO_3 es muy baja y apenas está presente la fracción de caliza organógena como material sedimentario de aporte marino.

e) Morfoscopía

En los granos de cuarzo se vieron los porcentajes de aspecto redondeado brillante y no desgastado, como técnica que completa a las anteriores en cuanto al conocimiento de la génesis fluvial o marina de arenas. Esta técnica fue aplicada a las arenas de la desembocadura del río Navia.

2.2.4.-Elaboración de hipótesis e interpretación de los datos obtenidos

La realización de las observaciones en el campo y los experimentos realizados en el laboratorio sirvieron de argumentos a las diferentes hipótesis en un principio formuladas sobre: encajamiento de la red fluvial, su aparición en el tiempo con respecto a la formación de la rasa o plataforma de abrasión, la génesis y evolución de los depósitos antiguos, las manifestaciones morfoclimáticas, etc. El análisis crítico y la interpretación de los datos obtenidos llevaron a la elaboración de las conclusiones que aparecen al final de este trabajo, las cuales quieren ser una pequeña aportación al mejor conocimiento de la geomorfología del frente asturiano, y que desde ahora quedan a posteriores investigaciones que sobre este terreno se vayan realizando.

2.2.5. Cartografía geomorfológica

El mapa geomorfológico que abarca el total de la zona estudiada, ha sido realizado sobre una cartografía a escala 1/50.000, por considerar que era de fácil manejo para las dimensiones de la zona. En él se han reunido todas las grandes estructuras del relieve que ofrece esta región, así como todas aquellas formas y acumulaciones más de detalle que han sido representadas con signos convencionales.

La escala relativa, ha planteado el problema de la representación de las pequeñas unidades geomorfológicas, como es el caso de los depósitos de vertientes, o de las acumulaciones fluviales de los ríos Porcía y Suarón.

Los mapas de detalle han sido levantados también sobre una cartografía 1/50.000; de esta forma ha sido complementada la realización de los trabajos efectuados sobre el terreno y en el laboratorio, y representados los componentes morfológicos que aparecen en las conclusiones.

ASPECTOS GEOLOGICOS

CAPITULO TERCERO

3.1.-Situación Geográfica

Son varios los autores que en los últimos años han ido estudiando los efectos de la orogénia hercínica en el NW de la Península (RIEMER, 1965; MATTE, 1968; WALTER, 1968; CAPDEVILA, 1969; MARCOS, 1973; PEREZ ESTAUN, 1978; BASTIDA F y PULGAR J.A., 1978); junto a una cartografía bastante detallada de estas investigaciones quedan todavía dentro de esta vasta región zonas extensas cuyo estudio no ha sido abordado de un modo general, como es el caso de la geomorfología y depósitos cuaternarios de la región occidental de Asturias, objeto de este trabajo.

Desde el punto de vista geográfico, la región estudiada comprende la parte occidental de Asturias que se desarrolla desde la desembocadura del río Navia y hacia el Oeste (Navia, La Caridad, Tapia de Casariego, Barres) hasta finalizar en Vegadeo, con un recorrido en línea de aire de 25,700 kilómetros con desarrollo costero real de 34,200 kilómetros.

Hacia el interior, la plataforma costera es sustituida por una región montañosa de relieves medios, que alcanzan su máxima altura en el pico de la Bobia (1202 m) en cuya vertiente nor-occidental nace el río Porcía en un fondo de saco que con fuertes pendientes discurre hasta su desembocadura en la ensenada del Porcía, y el alto de Peñas Grallas (1101 m.) en cuya ladera occidental nace el

rio Suarón en un circo periglaciario, a manera de anfiteatro; el recorrido alcanza aproximadamente 30 kilómetros y la altura mayor corresponde al pico de la Bobia, encontrándose en Leirios a una altura de 800 m la divisoria de aguas entre la cuenca vertiente del Porcía y la correspondiente al río Suarón, que son las dos arterias fluviales más importantes de la zona estudiada por nosotros. Más hacia el occidente entre Sela de Fabal y Guiar se encuentra la divisoria de aguas entre el Monjardín y el río Ouria, afluente del Eo (Fig. 1).

3.2. Rasgos topográficos

Los relieves de la Cordillera Cantábrica en esta zona no son de gran altura; aparecen en la margen izquierda del Suarón picos como el Agudelo (463m) con niveles que van siendo superiores en altitud hacia el sur, llegando a alturas de 693 m. en el borde SW de la zona estudiada -Bedures- y alcanzando vértices de 1101 m. en el pico de Peñas Grallas.

Lo mismo podemos decir de la cuenca vertiente del Porcía, cuyo descenso hacia el mar se hace rápidamente por una gradería montañosa a través de la cual se abre paso el río excavando estrechos y profundos meandros hasta atravesar la plataforma costera donde se encuentra la ensenada del Porcía limitada entre las puntas de Atalaya y la de Fanfoliz con boca de 1.500 m. y saco de 800 m., en cuyo

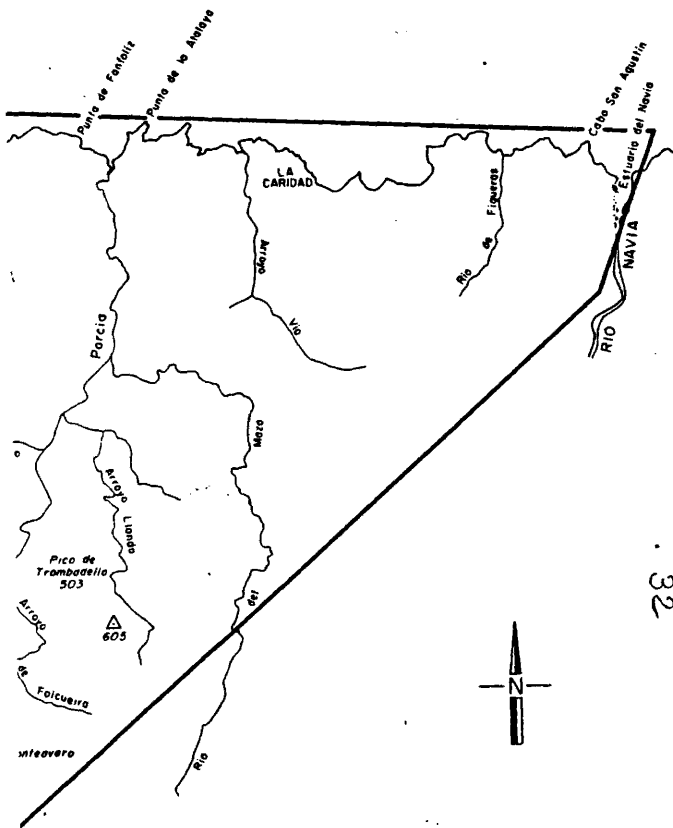
M A R



fig.1

32 m

CANTABRICO



32

LOCALIZACION DE LA
ZONA ESTUDIADA

BOBIA

0 1 2 3 4 5 Km

fig.1

fondo desemboca el río Porcía. Los relieves que atraviesa el Porcía son similares a los del Suarón, alcanzando alturas de 503 m. en el pico de Trambolledo y 644 m. en Selas de Monteavaro ambos en la margen derecha del Porcía; así como 645 m. en Peña Coba -vertice de la sierra de Braña Jual- y 641 m. en Castelo, pertenecientes estos últimos a la margen izquierda, culminando en el pico de La Bobia (1202 m.), en cuya vertiente noroccidental nace el río Porcía.

Así pues, encontramos en esta zona tres elementos geográficos y morfológicos perfectamente definidos, de norte a sur:

- la costa
- la plataforma litoral o rasa cantábrica, situada al pie de la montaña, testimonio de antiguos niveles marinos
- la zona montañosa meridional, cuya altura máxima alcanza los 1.200 m.

Las vertientes, tanto del Porcía como del Suarón, son de perfiles irregulares y presentan relieves convexo-cóncavos que corresponden a niveles de glacia.

3.3.-Componentes Litológicos

El paisaje litológico de esta zona occidental asturiana se caracteriza por la existencia de un paleozoico inferior bien desarrollado, petrograficamente muy monóto-

no -cuarcitas, pizarras, areniscas y escasa presencia de calizas- con un metamorfismo regional, cuyo grado aumenta según nos acercamos a la margen oriental del macizo galaico.

La zona Asturoccidental ocupa una posición intermedia entre la zona Cantábrica, la más externa, sin esquistosidad ni metamorfismo apreciables y el sector de Galicia, más interno, con un plutonismo importante y con áreas extensas de rocas metamórficas de alto grado.

Los sedimentos Mesozoicos faltan por completo en la zona estudiada por nosotros y es muy escasa la extensión que en Asturias occidental debe ser Miocena; de modo que los ríos, los valles y los depósitos cuaternarios se han encajado fundamentalmente sobre un basamento paleozoico.

De acuerdo con la división en dominios que se ha realizado para la zona Asturoccidental-leonesa (MARCOS, 1973), este trabajo se sitúa dentro del dominio del Navia occidental y de la parte oriental del manto de Mondoñedo.

Como apuntábamos al inicio de este capítulo el objetivo de este trabajo es el estudio de la geomorfología de esta zona y el estudio de los depósitos cuaternarios que en ella aparecen, todo ello guarda gran relación con la historia geológica y evolución del basamento sobre el que se instala el Cuaternario que va a influir en la litología y en los rasgos geomorfológicos del mismo.

3.4. Climatología

Por lo que respecta a la climatología esta zona está caracterizada por un clima que varía de Marítimo templado en el sector norte a Patagoniano Húmedo al sur donde el clima se va haciendo más fresco y húmedo (Mapa de cultivos y aprovechamientos, Hoja de Vegadeo).

Según los datos ofrecidos por el Ministerio de Agricultura (1975) los límites de las oscilaciones de sus variables climáticas serían los siguientes para los terminos municipales de: Vegadeo y San Tirso de Abres completo y parcialmente los de Castropol, Tapia, El Franco, Taramundi, Villanueva de Oscos, San Martín de Oscos, Illano y Boal.

Variable climática	Valor medio
Temperatura media anual	10-14°C
Temperatura media mes más frío	4,5-8,5°C
Temperatura media mes más calido	16-20°C
Duración media del período de heladas (según criterio de L. Emberger)	2-8 meses

ETP media anual	675-800 mm

Precipitación media anual	1000-1500 mm
Deficit medio anual	75- 150 mm
Duración media del período seco	2 meses
Precipitación de invierno	29-37%
Precipitación de primavera	26%
Precipitación de otoño	29%

Para los terminos municipales de Castropol, Tapia, El Franco, Barreiros, Ribadeo, en las zonas más próximas a la parte litoral cantábrica, las variables climáticas son las siguientes:

Variable climática	Valor medio
Precipitación media anual	13,8°C
Temperatura media mes más frío	8,5°C
Temperatura media mes más calido	19,7°C
Duración media del período de heladas .	2-3 meses

ETP media anual	803 mm

Precipitación media anual	1000 mm
Déficit medio anual	163 mm
Duración media del período seco	2-3 meses
Precipitación de invierno	30%
Precipitación de primavera	27%
Precipitación de otoño	30%

Según los valores que figuran en el cuadro y atendiendo a la ecología de los cultivos (PAPADAKIS) estos valores definen un invierno tipo "Citrus" y un verano tipo "trigo más calido" para la zona norte y un invierno tipo "avena fresco" y verano "trigo fresco" para la zona sur.

Estos climas se caracterizan por veranos frescos e inviernos relativamente suaves. Puesto que el clima es húme-

do, los suelos con fertilidad razonable proporcionan abundantes pastos durante una buena época del año. Las condiciones son también muy buenas para los bosques.

Así pues, según este clima los usos del suelo más apropiados son pastizales, bosques y cultivos criófilos (trigo, patata, guisantes, manzano, tréboles...).

a) Precipitaciones

Una de las peculiaridades más notables de este sector del occidente de Asturias, es su carácter húmedo y el desarrollo pluvial que se sucede a lo largo de todo el año sin apreciable variabilidad interanual, salvo en los meses de verano, donde se acusa una disminución de las precipitaciones; los de más meses del año presentan casi la misma frecuencia, alcanzando el máximo de precipitaciones durante los meses de Septiembre y Noviembre. Estas precipitaciones varían también notablemente en la costa, donde en el sector comprendido entre la desembocadura de los ríos Eo y Navia existen precipitaciones por debajo de los 1000 mm anuales (MATEO GONZALEZ, 1956) y allí donde actúa la influencia montañosa, la precipitación se eleva, alcanzado hasta los 1.500 mm anuales, en el litoral del Sector Oriental de Asturias.

El promedio general de precipitación anual recogido entre los años 1924-1958 (ASENSIO AMOR, 1962) es de 987,1 mm lo que hace considerar a esta zona como "lluviosa" y muy próxima al límite denominado de "muy lluviosa" .

En general, el balance entre la precipitación media de la zona y las necesidades potenciales de agua de la vegetación permite definir un clima húmedo donde el agua de lavado representa un 54% de la ETP anual a un 140%.

- Precipitaciones en forma sólida

Es notable la escasez anual de días con nieve en toda la región del occidente de Asturias. Los mayores valores se sitúan en aquellos lugares de situación altimétrica mayor: el Pico de la Bobia (1101 m) y Peñas Grallas (1200m) donde las nevadas alcanzan mayor intensidad y duración, registrándose durante los meses de Diciembre a Febrero. Estas precipitaciones de nieve relativamente frecuentes en los relieves del interior, son muy escasas en cuanto a frecuencia y duración, en la rasa cantábrica -1,1 día al año- correspondiendo igualmente a los meses de Diciembre-Febrero.

b) Vientos

Las direcciones de los vientos más frecuentes corresponden al primero y tercer cuadrante, siendo este último el dominante. Son notables los vientos de rumbo W y NW. El resto de las direcciones acusan un dominio muy pequeño, especialmente el procedente del E y SE.

El predominio del viento SW, se manifiesta claramente; en el transcurso de las estaciones anuales SW y NE acusan una frecuencia contraria; el primero disminuye su periodicidad hacia la primavera y verano, ascendiendo nuevamente en

el otoño, para alcanzar su máxima en invierno, mientras que la frecuencia mayor del NE se presenta durante los meses de junio, julio y agosto disminuyendo extraordinariamente en octubre, noviembre y diciembre. Análogamente aumenta la frecuencia en las estaciones de mayor temperatura de los vientos de rumbo W y NW.

Los períodos de calma son relativamente reducidos; aumentan al llegar la primavera y verano, alcanzando el máximo en julio, para descender de nuevo en otoño e invierno.

la fuerza del viento no es nada extraordinaria, es decir, no se trata de vientos de gran violencia. El SW, es el que alcanza con más frecuencia la fuerza IV (equivalente a unos 12-15 m por segundo), particularmente en los meses de enero, marzo, noviembre y diciembre. El viento NE, se mantiene entre flojo y moderado, y en muy escasas ocasiones alcanza la categoría de fuerte. El grado de "temporal" únicamente lo posee el rumbo SW y en muy raras ocasiones.

Sin embargo las observaciones encuancto a velocidad y fuerza de los vientos nos llevan a considerar la presencia de microclimas en el conjunto climático general.

En otoño e invierno suelen producirse temporales de vendaval con vientos violentos del SW. Cuando el SW sopla en verano despeja la atmósfera, proporcionando gran nitidez al ambiente. Es viento caliente y en muchas ocasiones, dentro de la estación estival, suele preceder y acompañar a la galerna, fenómeno meteorológico típico del Cantábrico.

La galerna es tempestad de verano; su área no suele ser muy extensa. Por lo general se presenta localizada y casi siempre próxima a la costa, pero se traslada de W a E.

c) Niebla

Las nieblas húmedas, que en muchas ocasiones llegan a la saturación total del ambiente, son muy frecuentes en esta zona y se mantienen tenazmente sobre la rasa costera al impedirles la penetración hacia el sur los relieves montañosos que ciñen a la comarca por su límite meridional. Cuando durante las nieblas el ambiente se satura, se produce el "orbayo" de Asturias.

d) Presión

La presión media anual de la atmósfera es de 761 mm; no obstante la media mensual mantiene valores comprendidos entre 755 mm y 655 mm, propio de sistemas ciclónicos caracterizados por la variabilidad del tiempo. Las presiones máximas y mínimas absolutas se registran con más intensidad en los meses más fríos del año.

e) Temperaturas

Ante la ausencia de observatorios, caracterizaremos las situaciones térmicas de manera muy aproximada, solo podrá establecerse en el litoral a partir del único observatorio -Castropol- cuya situación altimétrica (27 m) es muy diferente de la registrada en los relieves del interior. ”

Según estos datos generales la temperatura media anual es de 13°, 54 y las temperaturas medias mensuales de 10°, con una duración aproximada del invierno de primeros de Diciembre a finales de Febrero, con valores inferiores a 10°, pero permaneciendo las temperaturas mínimas diarias por encima de los 0°, siendo la estación invernal corta y nada rigurosa. El verano de junio a septiembre, con temperaturas medias que oscilan entre los 17° y 19° con máximas que no rebasan los 22°.

La evolución anual de las temperaturas se puede considerar como normal; de modo lento las temperaturas van experimentando a partir de febrero débiles aumentos que alcanzarán su máximo en julio-agosto, produciéndose el descenso en el otoño de modo poco notable con oscilaciones térmicas relativamente pequeñas.

- Las heladas

Son muy escasas en esta zona sobre todo en el sector de la rasa cantábrica, siendo algo más acusadas hacia el interior y en las zonas más elevadas. Posiblemente es este un fenómeno que va extendiéndose y haciéndose más frecuente; sin embargo la intensidad de las heladas, en los relieves del interior, solo puede ser considerada de manera muy aproximada, dada la ausencia total de información a este respecto por no existir ningún Servicio Meteorológico.

f) Características biogeográficas

Factores físicos, climáticos y edáficos están íntimamente relacionados con la actual vegetación su aspecto y su

distribución.

El factor climático, con altas precipitaciones y temperaturas suaves a lo largo de todo el año, condiciona las características de la vegetación y la evolución de los suelos.

La vegetación, en este sector del occidente de Asturias, se encuentra ampliamente desarrollada. Debido a las condiciones de precipitaciones frecuentes y temperaturas suaves, se origina un ambiente húmedo que favorece el desarrollo de una gran cubierta vegetal que se extiende por toda la zona, haciendo a veces difícil el acceso a puntos determinados.

g) Edafología

La generalidad de los horizontes superficiales de los suelos presentan texturas francas y francolimosas, apreciándose también francoarenosas en la parte occidental costera. El pH bastante uniforme suele oscilar entre cinco y seis para la parte correspondiente a la rasa cantábrica y litoral y 4,5 y 6,5 más hacia el interior. En general los suelos están formados por tierras pardas y podsólicas.

h) Vegetación

La superficie arbolada con distintas especies de coníferas y especies forestales ocupa el 50% del total; le sigue en importancia el matorral hacia el interior y las tierras de labor en la superficie correspondiente a la rasa y zona litoral; ocupando el tanto por ciento más bajo los prados y cultivos.

- superficie arbolada-

Se distinguen dos tipos de formaciones forestales: unas formadas por especies de crecimiento rápido, aloctonas por lo general, situadas en zonas de media montaña y costeras; otras autóctonas, de menor crecimiento que se localizan en las zonas más altas.

Destacan las masas puras de pino pinaster y la mezcla de pino pinaster y eucalipto, también están representadas en masas puras o mezcladas el *P. radiata*, *P. sylvestris*, *Quercus pedunculata*, *Castanea sativa*, *Betula alba*, *Alnus glutinosa*, *Corylus avellana*, *Ilex aquifolium* y otras especies que, situándose en las márgenes de arroyos y rios, constituyen las llamadas formaciones de ribera.

El pino pinaster junto con el eucalipto constituye la masa arbolada más importante; el pino radiata supone aproximadamente el 4% de la superficie arbolada, suelen situarse a partir de los 200 metros sobre el nivel medio del mar, donde el pino pinaster da peores rendimientos; la superficie arbolada con pino sylvestris se localiza por encima de los 600 metros.

Las masas puras de eucalipto son masas regulares de la especie de *E. globulus*.

La superficie arbolada con roble como masas puras ocupan una pequeña superficie en Taramundi, Vegadeo, Boal. La mezcla de roble (*Quercus pedunculata*) y abedul (*Betula alba*)

son formaciones forestales autóctonas, irregulares, propias de montaña, otras superficies arboladas con mezcla son: pino pinaster y pino radiata; pino pinaster y pino sylvestris; pino pinaster y eucalipto; pino radiata y eucalipto; pino pinaster y acacia; pino insignis y acacia, normalmente estas mezclas se realizan por bosquetes que participan de las características medias de las masas puras de las especies correspondientes.

- frutales -

Son poco frecuentes, aparecen algunos aislados, sobre todo manzanos, junto a los caserios, próximo a Figueras existen cultivos de avellanos y limoneros. Existen también escasas plantaciones de melocotón.

- tierras de labor -

La superficie de cultivos se distribuye entre el maíz, trigo, patata, praderas sembradas y otros cultivos... los mayores rendimientos se obtienen en los terrenos de pendientes más suaves, situados en la zona costera.

- prados naturales -

Componen los prados principalmente las siguientes especies: entre las gramíneas, *Holcus lanatus*, *Lolium multiflorum*, *Agrostis* sp, *Festuca* sp, *Dactylis glomerata*, *Poa* sp, y entre las leguminosas, *Trifolium repens* y *pratense* y *Lotus* sp.

La "sebe" especie de seto vivo, ligado a la pradera la componen en general, zarzas, robles, castaños, alisos y abedules. Las praderas están caracterizadas por la presencia de arbolado frecuentemente de las especies próximas o por invasión de la sebe

- Prados y cultivos-

Comprenden los terrenos de labor y los prados naturales por encontrarse ambos muy entremezclados. En el litoral predominan los cultivos sobre las praderas disminuyendo los cultivos hacia el interior donde las pendientes son más fuertes (50-60% de cultivos). Las especies de praderas son las ya mencionadas y los cultivos principales son maíz vallico, trigo, patata y nabos. Ultimamente se observa tendencia a transformar terrenos de labor a praderas naturales mediante la implantación temporal de praderas artificiales.

- matorral -

Son superficies de vegetación leñosa, entre el matorral es frecuente también el arbolado.

Las especies más frecuentes entre el matorral son: brezos (*Erica* sp), Tojo (*Ulex europeus*) y helechos (*Pteridium aquilinum*), las especies arbóreas son pinos, robles y abedules.

I) Ganadería

Junto con la agricultura es esencial desde el punto de vista comercial la ganadería, que se compone fundamentalmente de vacuno y cerdo.

• Consideraciones finales

Como resumen de todo lo expuesto anteriormente, se con-

sidera el clima de esta zona de tipo oceánico, sin grandes oscilaciones de temperatura: inviernos no rigurosos, de frío moderado, primaveras y otoños frescos, estíos nada calurosos y relativamente cortos.

El reparto de las precipitaciones en la zona se realiza de una manera bastante regular, interviniendo en esta localización fundamentalmente el factor altitud, aunque no puede precisarse más por carecer de observatorios instalados en el interior.

Los mayores valores para los días de nieve, se sitúan en los puntos que alcanzan las cotas más altas, siendo muy escasos sobre el sector de la rasa cantábrica.

Todos estos rasgos climáticos condicionan la actual vegetación que cubre toda esta zona cuyo factor fundamental es el climático y el edáfico, por tratarse de una zona de todavía escasa acción antrópica, aunque no nula, sobre todo en lo que se refiere a la tala de árboles.

Las condiciones edáficas de la región vienen determinadas en parte por la topografía y la litología y sobre todo por las condiciones climáticas que se aprecian sobre el relieve. Se trata en general de suelos pardos, cuyo edafoclima denuncia condiciones de humedad que se manifiesta en su riqueza en elementos químicos.

La abundante vegetación en este sector del occidente de Asturias es el factor fundamental por el que los procesos erosivos presentan una atenuada acción. ”

3.5.- Estratigrafía: el paleozoico inferior en el occidente de Asturias

La zona occidental asturiana está constituida principalmente por materiales paleozoicos que en su conjunto fueron deformados principalmente en el transcurso de la orogénesis hercínica, dado que en ella no se manifestó la orogénesis caledoniana.

La zona Asturoccidental-leonesa, es un nivel estructural más profundo que el de la zona cantábrica. ALBERTO MARCOS, 1973 diferencia en esta zona astur-leonesa tres dominios; estos serían:

- Dominio del Navia y alto Sil
- Dominio del alto del Mondoñedo
- Dominio de la sierra del Caurel-Truchas

De acuerdo con esta subdivisión, la zona estudiada por nosotros ocupa la parte norte y occidental del Dominio del Navia y alto Sil y una pequeña parte Nororiental del Dominio del Manto de Mondoñedo -unidad del Eo-

En la zona que estudiamos, desde el punto de vista estratigráfico por lo que se refiere al paleozoico, distinguimos: el Cámbrico-Ordovícico, una pequeña representación del Silurico y un escaso afloramiento Estefaniense.

Los materiales que aparecen, de acuerdo con la clasificación que han hecho autores que han estudiado el paleozoico en esta zona occidental de España (ALBERTO MARCOS, 1973; BASTIDA, F. y PULGAR, J.A., 1978), pertenecen a las siguientes formaciones:

- Formación Vegadeo (Cámbrico inferior-medio?)
- Serie de los Cabos (Cámbrico medio-Ordovícico inferior)
- Formación Luarca (Ordovícico medio)
- Formación Agueira (Ordovícico medio y superior)
- Formación de la Garganta (Silurico)

3.5.1.-La caliza de Vegadeo (Cámbrico inferior)

El término caliza de Vegadeo fue propuesto por BARROIS (1877, 1882) que denomina así a un nivel carbonatado sobre el que pudo localizar la "fauna 1ª" en las inmediaciones de Vegadeo.

La caliza de Vegadeo aflora en el flanco W del antiforme del Narcea; en la región de Ouria, en el núcleo del anticlinal de San Martín; más hacia el oeste, en el dominio del Manto de Mondoñedo y dentro de la región estudiada, afloran pequeños espesores de calizas cortadas por fracturas al oeste de la playa de Peñarronda, y también en las margenes de la ria del Eo (ensenada La Linera).

Se trata de calizas y dolomias muy recrystalizadas por acción del metamorfismo.

La edad de estas calizas se ha establecido correspondiente a la parte alta del Cámbrico inferior por los yacimientos fosilíferos que se sitúan por debajo y por encima de estas calizas.

3.5.2.-Serie de los cabos (Cámbrico medio-Ordovícico inferior).

Por encima de la Caliza de Vegadeo aparece una serie que desde LOTZE (1958) se denomina Serie de los Cabos.

En esta formación WALTER (1966, 1968) y MARCOS y PEREZ-ESTARIN (in Litt.) han distinguido, de abajo a arriba, los siguientes miembros:

- pizarras con trilobites
- capas de Bres
- capas de Taramundi
- capas inferiores del Eo
- capas superiores del Eo

se trata de un nivel que comienza con pizarras verdes y margas con algunos niveles de areniscas seguido de cuarcitas blancas con intercalaciones de pizarras, dentro de este nivel se han citado yacimientos de trilobites que han permitido asignarle una edad correspondiente al Cámbrico medio; sigue una sucesión -capas de Bres- de varios metros de es

pesor formada por areniscas y cuarcitas de tonos grises-verdosos, entre las que se intercalan pizarras con crestearias de cuarcitas. Un miembro medio formado por una alternancia de areniscas amarillas y pizarras grises, con algunos tramos finamente laminados. Y un miembro superior constituido esencialmente por cuarcitas blancas.

El espesor deducido por FABER & JARITZ (1964) en el corte de la costa a la altura del Cabo Busto es de unos 6000 m. y se aproxima a los valores obtenidos por MARCOS (1973) en el extremo oriental y occidental del Dominio del Navia.

Dentro de la zona estudiada, la Serie de los Cabos ocupa una gran extensión tanto en el Dominio del Navia como en la Unidad del Eo. En el dominio del Navia la serie aflora parcialmente en el flanco occidental del anticlinal de la Caridad y solamente los tres primeros miembros aparecen representados. Más hacia el occidente, en la unidad de Mondoñedo, la serie de los Cabos, se extiende entre el granitoide de Salave y Ribadeo.

La edad de la Serie los Cabos viene dada por las faunas de trilobites localizadas principalmente en los alrededores de Vegadeo cerca de la base y que corresponden al Cámbrico medio (BARROIS, 1882; LOTZE, 1961; MELENDEZ y ASENSIO AMOR, 1964; FARBER y JARITZ., 1964) posteriormente

SDZUY (1968) data de esta misma época nuevos yacimientos fosilíferos que representan los diferentes subpisos.

Al margen de estos yacimientos de trilobites, siempre próximos a la base de la serie, el contenido paleontológico del resto de la sucesión es escaso. La primera referencia hecha es de FARBER (1958) de "cruziana semiplicata" en el occidente de Asturias, la cita en niveles altos de la Serie de los Cabos en el corte Cadavedo-Cabo Busto. Sin embargo la primera referencia precisa a C. semiplicata se debe a SEILACHER (1969) quien la cita en Portiella, cerca de Soto de Luiña; este hallazgo constituye la primera evidencia cierta de la presencia de Cámbrico Superior en el occidente de Asturias. La existencia de especies claramente Ordovícicas de "Cruziana" en los niveles superiores de la formación, hace que no quede detallado con precisión el límite Cámbrico superior-Ordovícico que se situaría en algún lugar indeterminado entre las partes altas del miembro inferior y el medio.

3.5.3.-Pizarras de Luarca (Ordovícico medio)

Cerca de Luarca, PRADO (1857), había localizado la entonces denominada "fauna 2ª" correspondiente al actual Ordovícico medio. BARROIS (1882) designó con el nombre de Pizarras de Luarca a estas pizarras negras lustrosas, masivas, con nodulos arcillosos, con algún hierro oolítico y en las que se reconoce la presencia de piritas.

Dentro de la región estudiada por nosotros, las pizarras de Luarca tienen su especial representación en los alrededores de Navia.

Esta formación de pizarras de Luarca se aprecia de modo especial en el flanco este y oeste del anticlinal de San Martín, donde puede observarse un buen corte sobre el acantilado de la costa en Ortiguera (flanco este) y en cala de Barqueira (flanco oeste). En ambas localidades, el paso de la Serie de los Cabos a Pizarras de Luarca se realiza de modo gradual, siendo también gradual el paso al nivel superior -formación Agüeira-. Más hacia el oeste-Unidad del Eo- desaparecen totalmente las pizarras de Luarca o su espesor llega a ser muy reducido.

MARCOS (1970) señala la presencia de Graptolites Ordovícicos dentro de las Pizarras de Luarca para el Dominio occidental, en la región de los Oscos, y posteriormente este mismo autor en el anticlinal de San Martín señala la presencia de cuatro yacimientos de Graptolites del género Didymograptus (MARCOS, 1973). La presencia de graptolites ordovícicos en el Eo fue citada ya en 1915 por HERNANDEZ SAMPELAYO y corroborada posteriormente por WALTER (1965, 1966, 1968). Con estos datos la formación podría ser referida al Ordovícico medio. Fue LLOPIS (1961) el primero en situar un yacimiento de Trilobites (Calymene tristani. Brong) cerca de Doiras, en las pizarras de Luarca del occidente de Asturias; hasta entonces PRADO (1857) y BARROIS

(1882) habían citado yacimientos escasos y poco característicos; HERNANDEZ SAMPELAYO (1924) da cuenta del hallazgo de Calymene en las inmediaciones de Doiras, pero es LLOPIS el primero en situar geográfica y geológicamente un yacimiento en las Pizarras de Luarca del occidente de Asturias.

La presencia de Calymene tristani BRONG., principalmente, y de Graptolites ordovícicos (Didymograptus stabilis y D. munchisoni..) permiten reportar al Llanvirn la base de las pizarras de Luarca en el Dominio del Navia occidental y en la Unidad del Eo (WALTER, 1968; MARCOS, 1973; JULIVERT & TRUYOLS, 1974).

3.5.4.-Formación Agueira (Ordovícico medio-superior)

Por encima de las pizarras de Luarca aparecen en el occidente de Asturias una serie de niveles detríticos señalados por diversos autores y atribuidos por comparación con otras regiones al Ordovícico superior (LLOPIS LLADO 1961-1964; FARBER & JARITZ, 1964; VALDES LEAL, 1965).

Esta formación se encuentra constituida por areniscas y pizarras con algún nivel de cuarcitas localizado cerca de la base.

Las pizarras de esta formación son negras y similares a las pizarras de Luarca. Las areniscas pueden ser consideradas como grauvacas de abundante matriz arcillosa.

Las cuarcitas son blancas y aparecen en bancos delgados en la base de la formación.

Esta secuencia pelitico-arenosa aparece especialmente representada, en la zona estudiada por nosotros, en el flanco oeste del anticlinal de San Martín, en las inmediaciones del Porcía. Los espesores encontrados aquí alcanzan unos 3000 m. de potencia en la costa (MARCOS, 1973) y están truncados probablemente por superficies de erosión.

En 1970 JARTIZ y WALTER señalan el carácter turbidítico de esta formación; también MARCOS (1970, 1973) señala y describe con detalle las características de esta secuencia que indican un depósito por corrientes de turbidez.

Fue HERNANDEZ SAMPELAYO (1942) el primero en citar un yacimiento conteniendo Braquiopodos "orthis" y otros, que atribuye al Caradoc superior. Posteriormente por encima de las Pizarras de Luarca aparecen más niveles con Orthis que parecen apuntar claramente al Ordovícico superior. MARCOS (1970) cita otros yacimientos con varios niveles ricos en Braquiopodos que según HAVLÍČEK pueden ser asignados al Caradoc, pudiendo algún nivel basal situarse aún en el Llandeilo. Una edad Ordovícico Medio-Superior puede estimarse para estos depósitos por comparación con otras regiones (MARCOS y PEREZ-ESTAUN, 1974; PEREZ-ESTAUN, 1975).

3.5.5.-Formación de la Garganta (Silurico inferior)

Los afloramientos de materiales Silúricos, en la zona estudiada por nosotros, tienen su representación exclusivamente en las capas de la Garganta. Se trata de una sucesión de ampelitas y pizarras negras con cloritoide, con algún banco aislado de cuarcitas y niveles de nodulos arcillosos.

La edad de esta serie en el occidente de Asturias fue referida por HERNANDEZ SAMPELAYO (1916) que cita la presencia de Monograptus en la región de los Oscos. Posteriormente MARCOS & PHILIPPOT, 1972 localizan otros muchos yacimientos de graptolites que han permitido establecer con bastante precisión su edad que abarca desde el Llandovery medio- superior al Wenlock superior.

3.5.6.-El Estefaniense

En la Punta de La Rubia aflora una masa de brechas y conglomerados descritos por BARROIS (1882) que los atribuyó -no sin ciertas dudas- a la base de las "areniscas de Cabo Busto" (Ordovicico inferior).

Posteriormente HERNANDEZ SAMPELAYO (1913) en un estudio de la costa de la provincia de Lugo, vuelve a tratar de los depósitos de brechas y conglomerados de la Punta de la La Rubia y les atribuye una edad Pleistocena y un origen glaciario, posiblemente al confundir este depósito

con otro cuaternario marino situado por encima de este y del que se encuentra totalmente independiente.

En 1916, ADARO y MAGRO, haciendo mención a lo indicado por los autores anteriores, deducen que esta mancha de brechas y conglomerados no da origen a un verdadero horizonte.

HERNANDEZ PACHECO y ASENSIO AMOR (1965), en un detallado estudio de los afloramientos de la Punta de la Rubia hacen notar la discordancia existente entre la formación detrítica de este paraje y la potente masa de pizarras Cámbricas subyacentes, que permite datar como posthercínico a este conjunto y citan restos de plantas fósiles en los materiales pizarrosos que sitúa sin lugar a duda este afloramiento como perteneciente al Carbonífero superior - Estefaniense- y la significación de sus masas como un verdadero horizonte de base; describen el depósito como muy irregular motivado por un proceso erosivo muy intenso, en fase inmediatamente postorogénica formado por brechas y conglomerados muy poco rodados, con intercalaciones de grawackas, pizarras y areniscas y masas arcillosas, conteniendo los niveles pizarrosos restos de flora fósil, coincidiendo así con FABER & JARITZ (1964) que citan en los niveles de pizarras ampelíticas de la zona del peñon (W de la playa de Peñarronda) restos fósiles de »

flora atribuidos por ellos al Estefaniense B-C.

De 1966 es el trabajo de ALVAREZ RAMIS sobre la flora fósil Estefaniense de la Punta de la Rubia, donde se efectúa la clasificación de varias especies y de nuevo se atribuyen estos sedimentos, sin lugar a dudas, como correspondientes al Estefaniense B-C.

3.5.7.-Conclusiones

Desde el punto de vista paleogeográfico, pueden diferenciarse en el sector del Eo al Navia del occidente de Asturias dos periodos:

- a) el Cambro-Odovícico, y
- b) el depósito del Silúrico

ambos periodos deben ser asimilados a los ciclos Caledonia no y Hercínico respectivamente (JULIVERT, 1971b, JULIVERT, MARCOS y TRUYOLS, 1972).

La sedimentación se inicia durante el Cámbrico inferior con depósitos detríticos gruesos: areniscas y algunos conglomerados -Formación Candana-, más pelíticos hacia el oeste; y un horizonte grueso de calizas y dolomías -Caliza de Vegadeo-. Se trata de una sedimentación perteneciente al Cámbrico inferior en aguas poco profundas (ZAMARREÑO & JULIVERT, 1967; ZAMARREÑO, 1972).

La sedimentación continúa en aguas poco profundas durante el Cámbrico medio-superior y Ordovícico inferior, con una sucesión de areniscas y cuarcitas con intercalaciones de pizarras -Serie de los Cabos-. En el Cámbrico medio comienza en el occidente de Asturias una subsidencia activa con un notable acúmulo de sedimentos.

A partir del Ordovícico medio, constituido por pizarras negras-Pizarras de Luarca-cambian las condiciones de sedimentación y continúa la subsidencia y el acúmulo de sedimentos. La existencia de depósitos con facies turbidíticas -Formación Agüeira-por encima de esta formación hace pensar en un aumento de profundidad a partir de la Serie de los Cabos. La formación Agüeira constituida por pizarras y grau-vacas alcanza sus máximos espesores en la zona occidental del Navia. Un gran incremento de la subsidencia en el occidente de Asturias, conduciría a la diferenciación de un surco que a partir del Ordovícico medio comienza a ser rellenado por sedimentos con facies turbidíticas-Formación Agüeira-.

Con el Silúrico se inicia un nuevo ciclo sedimentario que ofrece características diferentes y que no es fácil de reconstruir.

Según esto, las series del Cámbrico y Ordovícico (JULIVERT, MARCOS y TRUYOLS, 1972) son consideradas como series depositadas en una cuenca dotada de subsidencia activa en el occidente de Asturias, que formaron parte del ciclo geosinclinal caledoniano. Este ciclo se iniciaría en una »

etapa preorogénica que posteriormente evolucionaría, si que esta evolución llegara propiamente a una orgénesis, ya que no se constituye una cordillera de plegamiento, pues dejando al margen el Precámbrico, en el NW de la Península no se ha reconocido ninguna deformación importante anterior a las fases de plegamiento hercínicas.

3.6.- Tectónica. Deformaciones hercínicas

Al referirnos a la tectónica de la zona occidental de Asturias, señalamos los trabajos realizados por MATTE (1963, 1964a, 1967a, 1968b, 1969) ; VALDES LEAL (1965). WALTER (1968); MARCOS (1971a 1971b, 1973, 1978); PEREZ ESTAUN (1978) y BASTIDA y PULGAR (1978).

MATTE (1968b) establece en el NW de España la existencia de dos deformaciones hercínicas principales: una primera fase que se manifiesta dando lugar a la formación de pliegues vergentes al este o NE de metamorfismo regional intenso; y una segunda fase, que se desarrollaría solo en zonas más internas, de pliegues de plano axial subvertical. Según MATTE esta segunda fase no se manifestaría de modo alguno en la zona occidental de Asturias.

MARCOS (1971a) extiende la segunda fase hercínica de MATTE a la zona occidental asturiana, que se manifestaría originando pliegues vergentes al W. Posteriormente MARCOS (1971b) pone de manifiesto la existencia de una nueva fase hercínica entre las fases 1 y 2 de MATTE, esta nueva fase origina la formación de cabalgamientos dirigidos hacia el E.

Según esto y atendiendo a las fases de deformación señaladas por MARCOS, la estructura de la zona occidental de Asturias es el resultado de las siguientes deformaciones hercínicas:

Fase 1).- Las estructuras originales de esta primera fase se encuentran muy deformadas por las fases posteriores a ella; da lugar a pliegues de traza axial N-S, vergentes al E. Estas estructuras van perdiendo importancia de W a E hasta desaparecer en las zonas más externas (zona cantábrica).

Fase 2).- Origina cabalgamientos de trazados N-S y dirigidos hacia las zonas externas, asociados con los cuales se desarrollan pliegues menores.

Fase 3).- Da lugar a pliegues N-S, subverticales o vergentes hacia las zonas internas.

Con posterioridad a estas tres fases principales de deformación se originan aun otras estructuras menos marcadas: a) pliegues laxos o flexiones E-W; b) fracturas y diaclasas; c) fracturas longitudinales; todas ellas pueden ser consideradas como post-hercínicas.

3.6.1.-Unidades estructurales

Dos grandes unidades se encuentran en la zona occidental de Asturias en el sector que estudiamos:

La unidad del Navia y la unidad del Eo, ambas se paradas por una zona de cabalgamiento.

- Unidad del Eo

La mayor parte de los pliegues que se localizan en esta unidad pertenecen a la primera fase hercínica de de-formación. En materiales competentes (Serie de los Cabos) estos pliegues muestran una geometría diferente de la que se encuentra en materiales dúctiles (ampelitas silúricas, p.e). En cualquier caso se trata de pliegues vergentes al E. acompañados por una esquistosidad de flujo paralela a sus planos axiales.

Así desde Piantón a Balmonte, por delante del sinclinal de Villadrid, se sitúa una gran estructura antiformal constituida casi en su totalidad por materiales de la Serie de los Cabos (pizarras y areniscas, con un horizonte culminante de cuarcitas)-Cámbrico medio-superior y Ordovícico inferior-: solamente en algunos núcleos anticlinales llegan a aflorar las calizas de Vegadeo. Esta es estructura fue considerada en principio, como un anticlinal simple (WALTER, 1968); no obstante los datos actuales mues-tran que se trata en realidad de una estructura más compleja de pliegues de primera fase en materiales de la Serie de los Cabos (MARCOS, 1973).

Hacia el este, la unidad del Eo se encuentra limitada por una serie de cabalgamientos que dan lugar a su superposición sobre la unidad del Navia (MARCOS, 1973). Estos cabalgamientos se habrían originado en el transcurso de la segunda fase y en la actualidad se encuentran plegados y verticalizados por efecto de la superposición de los pliegues de tercera fase.

Los efectos de la tercera fase hercínica son en general poco apreciables a escala de afloramiento, ya que da lugar principalmente a pliegues de amplio radio de curvatura. La presencia de pliegues y esquistosidad de tercera fase es más frecuente sin embargo, en materiales esquistosos.

- Unidad del Navia

Se extiende entre la unidad del Eo y el antiformal del Narcea. Constituye en general un amplio sinclinorio ocupado principalmente por materiales pertenecientes al Ordovícico medio y superior, dentro del cual se diferencian varios núcleos anticlinales estrechos y alargados de materiales correspondientes a la Serie de los Cabos. La amplia franja de la Serie de los Cabos que se sitúa en el flanco oriental de esta unidad, constituye el flanco W del antiformal del Narcea.

Los grandes anticlinales que se diferencian en esta unidad muestran características semejantes. Se trata de

pliegues de traza axial aproximadamente N-S (alguno de ellos como el de La Caridad se prosigue a lo largo de más de 80 km).

Se trata siempre de pliegues vergentes al E. Iada su geometría todos estos pliegues son interpretados como un resultado de la superposición de estructuras de primera y tercera fase.

Separando estos núcleos anticlinales (San Martín, Doiras, Fuentes Cabadas y Villayón) se sitúan varios sinclinales bien definidos, formados en relación con la tercera fase hercínica y ocupados en la actualidad por la formación Agüeira (grauvacas y pelitas con facies turbidíticas; cerca de la base aparecen localmente niveles delgados de cuarcitas). La traza axial de estos pliegues se mantiene prácticamente paralela a la de los anteriormente descritos; sin embargo a diferencia de ellos son pliegues de plano axial vertical o subvertical y relativamente laxos.

Entre las unidades del Eo y Navia se sitúan importantes cabalgamientos que conducen a la superposición de aquélla sobre ésta. Dentro de la unidad del Navia se pueden diferenciar además otros cabalgamientos con características semejantes.

Dentro de la Unidad del Navia, en la zona estudiada por nosotros, se localiza en Porcia-Salave, un importante afloramiento de rocas plutónicas, que corta las

estructuras originadas durante las tres fases hercínicas.

3.6.2.-Primera fase de deformación

Todos los grandes pliegues de esta primera fase se encuentran muy modificados por la superposición de los pliegues correspondientes a la tercera fase hercínica. Se trata de pliegues estrechos y alargados de traza axial aproximadamente N-S. Pliegues vergentes al E. que pasan de W a E de pliegues isoclinales a pliegues asimétricos.

3.6.3.-Segunda fase de deformación

En el transcurso de esta segunda fase se originan grandes estructuras del tipo de cabalgamientos, y estructuras menores, pliegues y esquistosidad. RIBEIRO, 1970; MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1975. Estos pliegues deforman la esquistosidad primaria y son a su vez cortados por la esquistosidad de la fase tres.

MARCOS (1973) señala como características generales de los grandes cabalgamientos en el occidente de Asturias las siguientes:

- 1) Las superficies de cabalgamiento se mantienen próximas a la vertical o se inclinan ligeramente al W; esta disposición es debida en su mayor parte a la superposición de los pliegues de la tercera fase hercínica.

»

2) En su gran trazado las superficies de cabalgamiento se mantienen paralelas o subparalelas a las superficies de estratificación y a las estructuras de primera fase en los compartimientos cabalgantes y cabalgado, no obstante, en varias localidades, (Escama de Sta. Eulalia de los Ocos, etc), pliegues de primera fase se encuentran cortados por estos cabalgamientos.

3) En muchas localidades se produce la superposición de materiales modernos sobre otros relativamente más antiguos. Este hecho aparentemente contradictorio, puede ser explicado en presencia de pliegues anteriores a los cabalgamientos (BILLINGS, 1933).

4) Las marcadas diferencias que existen entre la sucesión estatigráfica de los materiales cabalgantes y cabalgados permite suponer grandes desplazamientos a lo largo de muchos de estos cabalgamientos (por ej. los cabalgamientos que separan las unidades del Eo y Navia, que ponen en contacto dominios paleogeográficos muy diferentes).

5) En la mayor parte de los casos estos cabalgamientos aparecen como cizallamientos, sin ninguna relación con los materiales que los limitan. Solamente en las diversas superficies que forman el cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo, parece haber jugado un cierto papel la diferencia litológica representada por la presencia del ni-

vel carbonatado de Vegadeo.

6) Cuando los materiales que se sitúan en el compartimiento cabalgante o cabalgado son suficientemente plásticos (pizarras de Luarca, ampelitas silúricas) se encuentran estructuras menores (pliegues y esquistosidades) asociadas al cabalgamiento.

Así MARCOS, 1973 y PERZ-ESTAUN, 1978, señalan durante esta segunda fase de deformación estructuras menores tales como pliegues con charnelas curvas y esquistosidades; también en esta segunda fase BASTIDA y PULGAR, 1978 señalan la existencia de zonas de cizalla en la transición frágil-dúctil en zonas más superficiales; lo que significa que las zonas de cizalla dúctiles-zonas profundas- evolucionarían, al disminuir la profundidad, a cabalgamientos, con características de comportamiento en la citada transición frágil-dúctil.

3.6.4.-Tercera fase de deformación

Esta tercera fase que señala MARCOS, 1973 es equivalente a la "fase 2" de MATTE, 1968b.

La tercera fase es en efecto la principal responsable de la mayor parte de las grandes estructuras que se deducen de la observación de la cartografía actual.

Durante la tercera fase se originan pliegues de diverso orden de dimensiones, de amplitud kilométrica a micropliegues. Estos pliegues tienen planos axiales verti-

cales con vergencias hacía el interior de la cordillera, es por tanto una fase "retro".

En el área ocupada por el manto de Mondoñedo los pliegues de fase tres son muy laxos y se manifiestan como grandes flexiones. En el occidente de Asturias, los pliegues correspondientes a esta fase son de un orden menor de dimensiones, pero aún de magnitud kilométrica. Los pliegues de la fase tercera poseen un radio de curvatura muy grande.

En la unidad del Navia, se diferencian principalmente varios pliegues sinformales de tercera fase, cuyo núcleo está formado por la formación Agüeira (sinclinales de Vilar de la Cuiña, Ibias, Puerto de Vega, etc), todos estos sinformes flanquean a los grandes pliegues de primera fase. Estos pliegues en general son suaves, de gran longitud de onda, con planos axiales subverticales o ligeramente inclinados hacía el SE.

Los pliegues de tercera fase deforman a las estructuras anteriores y son los responsables de su disposición actual donde se originan figuras de interferencia del tipo 3 de RAMSAY (BASTIDA y PULGAR, 1978).

3.6.5.-Deformaciones tardías

Después del desarrollo de la tercera fase hercínica, la estructura geológica del occidente de Asturias se

encuentra ya prácticamente constituida. Las estructuras que se originan posteriormente corresponden a un estilo marcadamente frágil y muchas de ellas no tienen importancia (MARCOS, 1973). Dentro de las más importantes se pueden considerar:

- pliegues laxos de traza axial E-W
- diaclasas y fallas radiales
- fracturas longitudinales
- decrochements NE-SW

Paralelamente a las diaclasas sistemáticas antes mencionadas, se desarrollan fallas verticales (transversales a las estructuras) alguna de las cuales llegan a adquirir bastante importancia. Su formación podría relacionarse con la de las diaclasas.

Fallas longitudinales. Menos frecuentes que las anteriores, existen fallas aproximadamente N-S y paralelas por tanto a las estructuras hercínicas.

Para especialistas en tectónica como MARCOS, PEREZ-ESTAUN, BASTIDA y PULGAR, después del desarrollo de las tres fases principales, la estructura de la cordillera hercínica queda ya prácticamente establecida y con posterioridad a la tercera fase solamente tienen lugar deformaciones tardías de estilo marcadamente frágil que no modifican de modo sustancial la arquitectura del conjunto (MARCOS, 1978). Ante esta afirmación resulta difícil dar otra

opinión diferente, sin embargo al hacer el estudio geomorfológico del sector que nos ocupa en el occidente de Asturias, nos encontramos que la red fluvial por nosotros estudiada podría admitir una tectónica en el Cuaternario ya que el encajamiento tan pronunciado de la red fluvial es difícil atribuirlo solamente a procesos de erosión y epigenia.

3.6.6.-Edad de las deformaciones hercínicas

Una mayor precisión sobre el límite superior de edad de la deformación puede deducirse con base a los granitos. Los granitos de Boal y Ancares fueron clasificados por CAPDEVILLA & FLOOR (1970) dentro del grupo G-3 y el granito de Salave dentro del grupo G-4. Los G-3 serían posteriores al paroxismo del metamorfismo y a la segunda fase hercínica (según MARCOS tercera fase) y los G-4 posteriores a ellos.

La edad atribuida a los granitos del grupo al que estos pertenecen (G-3) es de unos 300M.A (CAPDEVILLA & FLOOR, 1970), determinada con base a la edad de los granitos de Forgoselo. Con esto podría admitirse que en el occidente de Asturias las tres fases principales son anteriores a un Westfaliense alto.

Según esto, MARCOS, 1973 considera que la edad de la primera fase podría ser bretónica o sudética muy precoz; y las fases segunda y tercera deben ser intrawestfalienses; la primera de ellas correspondería probablemente a un Westfaliense bajo (B?) y la fase tercera puede ser atribuida con mayor precisión al límite Westfaliense C-D.

3.6.7.-Conclusiones

Teniendo en cuenta los datos aportados por MARCOS (1973); BASTIDA y PULGAR (1978); PEREZ-ESTAUN (1978), admitiremos la siguiente evolución tectónica para la zona occidental asturiana.

Discordante bajo el paleozoico se encuentra una sucesión precámbrica no metamórfica que más tarde será afectada por el metamorfismo y las deformaciones hercínicas. Sobre este precámbrico se sitúa una sucesión espesa y continua de sedimentos (hasta más de 10.000 m en algunos lugares) correspondientes al paleozoico inferior (Cámbrico, Ordovícico, Silúrico), se trata principalmente de formaciones arenosas y pelíticas muy monotonas. En general, la proporción de niveles competentes (cuarcitas) es mayor hacia el E, mientras que hacia el W, la sucesión se hace más pelítica y homogénea, disminuyendo por tanto el contraste litológico y aumentando la ductilidad frente a la deformación.

En esta región no se ha conservado sedimentos más modernos que el Silurico (dejando aparte los depósitos Carboníferos -estefanienses-claramente postectónicos) y es necesario alcanzar la zona vecina más externa (zona Cantábrica) para encontrar una sucesión completa de todo el Paleozoico.

El conjunto de todos estos materiales fue afectado por una deformación polifásica acompañada de metamorfismo regional en el transcurso de la orogénesis hercínica.

La primera fase de deformación es la fase hercínica mayor. Las estructuras mayores originadas en esta fase son pliegues cilíndricos, apretados, siempre vergentes al E, de eje N-S y estilo similar, cuya geometría varía de W a E de pliegues isoclinales acostados a pliegues muy asimétricos dotados de flancos alternativamente largos y cortos; la esquistosidad que los acompaña, se mantiene siempre próxima a la horizontal.

Esta primera fase va acompañada de un metamorfismo regional que prácticamente en todo el occidente de Asturias es epizonal. Su edad puede considerarse bretónica.

En el transcurso de la segunda fase se originan grandes cabalgamientos, que cortan los grandes pliegues preexistentes de primera fase y comportan estructuras menores asociadas.

Esta segunda fase es en esta zona posterior al pa
roxismo del metamorfismo. Su edad es probablemente intrawest
faliense.

La tercera fase representa un cambio completo de
estilo; se manifiesta por grandes ondulaciones asimétricas,
relativamente suaves; se forman pliegues de diverso orden
de dimensiones y es la responsable de la mayor parte de las
grandes estructuras que actualmente se diferencian en la
cartografía. Estos pliegues presentan vergencias "retro" o
poseen plano axial vertical. Todas las estructuras de pri-
mera y segunda fase son deformadas en el transcurso de es-
ta tercera fase. Su superposición con los pliegues de la
primera fase da lugar a figuras de interferencia del tipo
3 de RAMSAY. La edad de la tercera fase apunta hacia el
límite Westfaliense C-D.

Después del desarrollo de estas tres fases princi-
pales, la estructura de la cordillera hercínica se encuen-
tra prácticamente establecida. Con posterioridad a esta
tercera fase solamente existen deformaciones tardías (dia-
clasas, fallas o flexiones de amplio radio de curvatura)
que no modifican la arquitectura del conjunto. También pos-
terior a esta tercera fase tiene lugar el emplazamiento de
algunos plutones graníticos.

F O R M A S P E R I G L A C I A R E S E N L A

Z O N A O C C I D E N T A L D E

A S T U R I A S

CAPITULO CUARTO

4.1.-Introducción

El concepto de "periglaciario" como zona de condiciones climáticas entre país frío y templado, donde la morfología no está relacionada en modo alguno con la acción de los glaciares, adquiere en los últimos años una consistencia cada vez mayor.

A la hora de interpretar los sedimentos cuaternarios, se hace imprescindible la aplicación del concepto de "periglaciario", donde se abarca e incluye todo lo referente al modelado de la "zona periglaciaria" -zona, que sirve de paso a la zona templada, donde la media diaria presenta oscilaciones de 3 y 4°C por encima de los 0°C y la media anual sigue manteniendo la tónica del país frío (MARTINEZ ALVAREZ 1958)-. El "periglaciario" por tanto, estudia la acción morfológica o modeladora del agua, dentro de unas condiciones climáticas que le permiten actuar en sus estados sólido y líquido alternativamente.

Las oscilaciones rítmicas de temperatura condicionan la acción erosiva de la zona periglaciaria. Durante las épocas de elevación de la temperatura por encima de los 0°C. Se produce el fenómeno de deshielo; las rocas que constituyen el substrato quedan empapadas por el agua procedente de éste. El descenso de la temperatura condiciona el fenómeno contrario; el agua que empapaba la roca pasa al estado sólido lo que lleva consigo un aumento de volumen. Es-

te aumento de volumen produce una acción mecánica intensa capaz de modificar la primitiva cohesión de los materiales del substrato.

Los cambios de temperatura en la "zona periglaciaria", tiene un ritmo impuesto por la alternancia estacional; la acción erosiva será de la misma manera rítmica. Esto constituye la tónica de los fenómenos periglaciares.

El grado de erosión depende del grado de imbibición de los materiales del substrato por el agua. La imbibición está en directa relación con la naturaleza de los materiales- su grado de porosidad- y con las discontinuidades tectónicas: fallas y diaclasas. Por estas discontinuidades diversas circula el agua del deshielo empapando la roca. El fenómeno del hielo y deshielo efectuará su acción erosiva sobre los materiales de este tipo; la roca se partirá en fragmentos de tamaño diverso, que dependerán de la duración del ciclo hielo-deshielo, de su intensidad y de su ritmo a lo largo del año. Este efecto mecánico producido por el agua que se congela en las grietas y fisuras de las rocas compactas recibe el nombre de gelivación. Como consecuencia de ello se producen derrubios de gelivación de carácter anguloso, producto de una macrogelivación, junto a la cual tiene lugar una microgelivación, separandose los granos minerales que constituyen las rocas cristalinas. El resultado es que la roca aflorante puede llegar a ser triturada hasta consti

tuir un manto de alteración de textura fina.

La profundidad del suelo afectado por el fenómeno del deshielo, presenta valores variables que guardan íntima relación con la duración de las condiciones climáticas que provocan el fenómeno; las condiciones que producen el fenómeno del deshielo tienen menos duración y suelen corresponder a períodos de tiempo cortos de la estación estival. Son más frecuentes aquellos suelos donde los períodos de duración de los fenómenos hielo-deshielo son desiguales; en este caso observaremos dos zonas en profundidad, una externa pastosa (Mollisol) que se hiela y deshiela estacionalmente y otra inferior permanentemente helada (pergelisol o permafrost). En el seno de este último, el hielo puede concentrarse localmente, dando lugar a segregaciones internas en forma de cuña vertical que posteriormente puede quedar rellena de material detrítico, o lentejones horizontales. La existencia de hielo en el permafrost y los sucesivos episodios de helada y deshielo del mollisuelo determinan varios tipos de fenómenos, que reciben el nombre genérico de crioturbación.

Con relación al tipo de sedimentos periglaciares MARTINEZ ALVAREZ (1958), designa como eluviones a los materiales originados en virtud de un proceso de erosión "in situ" y cuando a la acción erosiva "in situ" tenemos que añadir, para la explicación de la aparición de ciertos

sedimentos, la acción de un transporte, más o menos amplio de los materiales, entonces estos reciben la denominación de coluviones. Teniendo en cuenta las condiciones del proceso erosivo periglaciario, designa a los eluviones y coluviones de los países fríos con el nombre de crio-eluviones y crio-coluviones respectivamente.

Según esta terminología tan particular, el tipo de sedimentos de la zona occidental-astur es el de crio-eluviones y crio-coluviones, donde a la acción gravitacional de los materiales, se une el transporte realizado por fenómenos de soliflucción debido a un deslizamiento condicionado por la plasticidad del suelo.

Una forma periglaciaria es la "grèzes-litée" o materiales detríticos ordenados, estos presentan estratificación a lo largo de todo su desarrollo; estratificación que se manifiesta por la disposición de una capa de materiales gruesos alternando con otros más finos.

En 1958 MARTINEZ ALVAREZ denomina coladas o crio-coladas a los materiales de criocoluviones en cuyo transporte interviene la acción de la soliflucción y cuya morfología externa presenta el aspecto de una colada. Se dan en zonas de menor pendiente, y los materiales aparecen desordenados existiendo solo la distribución gravitacional de los mismos.

Como más adelante veremos, nosotros hemos encontrado en el estudio de la zona occidental asturiana, en la vertiente del Suarón, zona de Peñas Grallas, coladas de materiales, a las que designamos como coladas gelifluidales por no tratarse solamente de un proceso gravitacional sino fundamentalmente de un desplazamiento sobre suelo helado. Del mismo modo aparecen en la zona del occidente de Asturias, frecuentes depósitos de materiales ordenados del tipo "grézes litées".

4.2.-El periglaciario de la zona occidental de Asturias

Dentro del marco geográfico de la zona occidental asturiana se observan un conjunto de acciones periglaciares, con fenómenos de gelivación, soliflucción, materiales detríticos ordenados, coladas gelifluidales y crioturbaciones.

La presencia de manifestaciones periglaciares en la zona galaico-astur ha sido ya anteriormente tratada por autores que han estudiado algunas de estas formaciones.

Con respecto al glaciario de la región asturiana tenemos los trabajos de HERNANDEZ PACHECO (1914), OBERMAIER (1914), STICKEL (1930), NUSSBAUM-GYGAX (1952) y LLOPIS (1953) de todos ellos se puede obtener una conclusión conjunta, referida a la presencia de una serie de formas y depósitos glaciares situados por encima de los 1000 m. No obstante, son escasas las citas que hacen relación a la

existencia de depósitos periglaciares en Asturias.

Los primeros trabajos sobre depósitos periglaciares en la zona del occidente astur se deben a GUILCHER (1955), y LLOPIS (1955).

LLOPIS LLADO (1955) estudia algunos depósitos en el sector cantábrico comprendido entre los cabos Busto y Vidio, considerando que se formaron por soliflucción y atibuidos al último período glacial Würm; estos depósitos detríticos periglaciares descansan sobre otros claramente marinos. El autor considera de posible edad tirreniense la superficie sobre la que se encuentran.

En 1955 GUILCHER compara un depósito de vertiente situado en la Bahía de la Franca con las coladas de soliflucción de la costa de Corwal y del Macizo Armoricano generadas por condiciones periglaciares. Todos estos datos son destacados en la región costera de Asturias, en la zona montañosa no se conoce en esta época referencia alguna relacionada con fenómenos periglaciares.

En notas publicadas en 1959 y 1961 por MARTINEZ ALVAREZ se destaca la notable importancia que los depósitos de origen periglacial tienen en la zona montañosa de Asturias, resaltando la gran representación que tienen las formaciones debidas a la acción erosiva sistemática del frío. Se examinan diversas zonas de montaña, que presentan

huellas claras de una acción periglaciaria. En algunos lugares de las Asturias Orientales (Puertos de S. Isidro, Vegarada y Tarna), los depósitos periglaciares fosilizan una topografía glaciaria. Entre los tipos de depósitos localizados el autor realiza una personal sistematización: crioelevaciones poligonales, criocanchales estratificados (éboulis ordennés) y crioelevaciones.

La nota del mismo autor en el año 1965 completa la visión dada anteriormente sobre la importancia que las manifestaciones periglaciares de vertiente han alcanzado en la zona montañosa del occidente de Asturias. Sobre las diferentes litologías de la zona se señalan las peculiaridades de los crioelevaciones de cada uno de los parajes analizados. Al describir los criocanchales estratificados el autor distingue en cuanto a su edad la existencia de dos subtipos, uno notablemente alterado y más antiguo y el otro mucho más reciente, sin que todas estas manifestaciones sean integradas en un esbozo cronológico de la zona.

ASENSIO AMOR en 1970 trata de los rasgos morfológicos generales que ofrece el litoral de la zona galaico-astur e indica que el sector comprendido por los parajes próximos a la costa cantábrica, sin llegar a ser zona de heleros permanentes, se puede considerar la existencia de neveros estacionales que motivan un ambiente donde se producen fenómenos crionivales. En 1971 señala que la morfología

del relieve en el occidente asturiano y parte oriental de Galicia, interpretada hasta aproximadamente esas fechas unicamente por erosión normal, era más bien debida a un conjunto de procesos morfogenéticos sencillos y múltiples de carácter climático y en los que las manifestaciones periglaciares eran base fundamental de la morfogenésis.

Este mismo autor, en 1974 insistió en el análisis de problemas morfogenéticos de carácter periglaciario, sobre depósitos sedimentarios localizados en amplias vallonadas de pequeños arroyos y cuyos materiales han sufrido la fragmentación crioclástica, o dicho de otro modo, el fenómeno de gelifracción; como consideraciones finales se incluía la de que el país estuvo sometido a fuertes acciones periglaciares, particularmente durante las fases frías de la glaciación más reciente (Würm) con fenómenos de gelivación y solifluxión que motivaron cierta modificación en el trazado de la morfología litoral.

De 1980 es el trabajo realizado por ASENSIO AMOR y GOMEZ MIRANDA sobre: "acumulaciones detríticas periglaciares del occidente Asturiano", presentado en Lisboa en el II Colóquio Ibérico de Geografía (Octubre 1980) donde se dan a conocer formas y acumulaciones de materiales ordenados, relacionados con procesos nivales y crionivales y muy particularmente con las modificaciones producidas en el ciclo hielo-deshielo; se trata de fenómenos de soliflu-

ción sobre suelo helado superficialmente o bien aguas de arrollada difusa procedentes de la fusión de la nieve; son mecanismos que han actuado tanto en el espacio como en el tiempo, de una manera relativamente suave e ininterrumpida a través de sensibles cambios climáticos.

Los materiales detríticos ordenados, tanto del tipo "grèzes litéés" como "groizes", son derrubios crioclásticos de pendientes, constituidos por gravas o cantos dispuestos en lechos. El mayor o menor grosor de los materiales está condicionado a influencias climáticas de mayor temperatura y como consecuencia, máxima rapidez en la fusión nival.

Estos hechos han motivado la existencia de glaciares de erosión y de tipo mixto; del mismo modo los fenómenos fríos han generado valles disimétricos según las distintas exposiciones de las vertientes.

De 1972 a 1974 son los trabajos publicados por MARY en los alrededores de Lueca y en la rasa cantábrica al Oeste del río Nalon, donde de nuevo se evidencian manifestaciones de tipo frío en la costa asturiana y se señalan numerosos depósitos, que fosilizan el fondo de los arroyos. Se identifican como "eboulis ordonnés" las acumulaciones caracterizadas por una alternancia de capas con materiales gruesos y de lechos con elementos finos, así como por la disposición plana de los lechos con respecto a la vertiente.

La litología de estos "éboulis" viene representada por areniscas, cuarcitas y esquistos.

En general, estas acumulaciones están ligadas a un episodio frío-periglaciario y relativamente árido. Su edad dentro del Cuaternario queda situada en el Würm y "más exactamente tardiglaciario".

A modo de breve resumen podemos comentar que las distintas manifestaciones señaladas como frías o periglaciares en el sector Noroccidental de la Península se remontan como máximo a una edad rissense. No obstante, en su mayor parte, los testigos climáticos fríos pertenecen al último período glaciario de centro-europa (Würm).

Otro hecho a señalar es el límite altitudinal tan extraordinariamente bajo que el sistema periglaciario ha alcanzado en este amplio dominio peninsular. Efectivamente, en las inmediaciones de la costa y sobre la rasa cantábrica de Asturias y Galicia se han ubicado numerosos testigos del Würm y en menor proporción del Riss, cuya presencia denuncia condiciones frías extremadamente rigurosas con suelos más o menos permanentemente helados (cuñas de hielo, crioturbaciones, etc). Aquí hemos de señalar que en la zona correspondiente a la rasa cantábrica que nosotros hemos estudiado, término de Navia a Vegadeo, hemos observado efectos periglaciares a altitudes muy escasas.

El sector del interior, y en altitudes moderadas, la ubicación de los fenómenos periglaciares, en Asturias y Galicia, ha sido hasta ahora menos estudiado y ha sido calificado de menos frecuente y con facies genéticas menos rigurosas que en el litoral. Por el contrario los depósitos señalados aquí por nosotros pertenecen en su mayoría a este sector donde son frecuentes los depósitos encontrados y presentan características típicamente periglaciares. El depósito de "Grézes-litées" localizado por nosotros a menor altitud es el de Sueiro-Sacadoiras, sobre la vertiente occidental del pico Redondo (274 m.).

NONN ha interpretado para Galicia la representación de las formas periglaciares en el marco interior, en comparación con el costero, como consecuencia determinada por la acción conjunta de factores litológicos y climáticos en un ambiente poco soleado y constantemente húmedo.

Por último, en altitudes propias de montaña, los fenómenos periglaciares pretéritos son muy frecuentes: en las montañas esquistas de altitud media, las vertientes ofrecen un aspecto reglado. Su perfil actual está motivado parcialmente por la acción de un hielo ejercido durante un reciente episodio frío, probablemente de características secas.

»

En las zonas de alta montaña, cuyas partes culminantes han sido cubiertas por aparatos glaciares, existen dos momentos periglaciares; uno concomitante al glaciario y instalado por debajo de la frontera altitudinal de nieves perpetuas; otro, de fase inmediatamente posterior que ha ido ascendiendo en altitud conforme retrocedían los testigos glaciares.

Con respecto a la litología, la zona esquistosa del occidente de Asturias es altamente susceptible para que en ella se desarrollen deslizamientos que originan frecuentes coladas de soliflucción. Los ciclos frecuentes de hielo-deshielo provocan acciones de gravedad casi constantes y generan sobre las vertientes más inclinadas típicas acumulaciones periglaciares, del tipo de "grezes-litées" y "groizeš".

De modo general podemos decir que en la geografía peninsular los fenómenos fríos y periglaciares se han efectuado bajo la influencia de condicionantes representados por el factor de altitud y topográfico, por la estructura tectónica y litológica de las rocas "in situ", pero fundamentalmente por el clima.

La zona occidental asturiana estaría enmarcada dentro del dominio subtropical húmedo del NW de la Península. Las observaciones realizadas por nosotros conducen a consi-

derar que la región ha estado supeditada a un ambiente climático muy frío, donde se han desarrollado los mecanismos típicos del medio periglaciario. Junto a estos procesos que denotan intenso frío, se acusan rasgos atribuidos a condiciones húmedas, como son oxidaciones ferruginosas que producen alteraciones en los materiales y coloraciones rojizas y amarillentas.

La presencia de microclimas, ha podido favorecer, al menos estacionalmente ciertos procesos morfológicos, las neblinas en el fondo de los valles, proporcionadas en parte por la proximidad del mar, suministran una mayor humedad al ambiente y constituyen un obstáculo para la radiación solar. La propia topografía del terreno y las frecuentes precipitaciones, son todo ello factores importantes a la hora de estudiar los procesos periglaciares.

4.3.-Las acumulaciones detríticas periglaciares en el occidente de Asturias

Los resultados aquí incluidos representan una continuación de los estudios ya iniciados para la caracterización de fenómenos periglaciares en el occidente asturiano; se trata de formaciones detríticas originadas en medios morfoclimáticos típicos de procesos fríos y concretamente, de mecanismos cíclicos de hielo-deshielo.

El territorio que nos ocupa vertientes N y NW de los picos de la Bobia (1201 m) y Peña Grallas (1101 m) está considerado como zona climática actual subtropical templado húmeda, con sensible influencia de condicionamientos marinos como consecuencia de su proximidad a la costa Cantábrica.

En esta región occidental asturiana hemos encontrado acumulaciones detríticas periglaciares, relacionadas con manifestaciones de fenómenos ocurridos en el cuaternario reciente (finales de Würm y holoceno) e incluso continuados aunque de muy reducida actividad en épocas actuales, sin poder precisar demasiado, ya que no existen suficientes datos sobre frío anual, número de días de hielo, amplitud del carácter de suelo superficial helado, temperaturas, precipitaciones, etc, referentes a esta zona próxima a la Bobia, puesto que la Estación Meteorológica más cercana (Castropol) localizada por debajo de los 100 metros de altitud, no manifiesta con precisión los caracteres climáticos que suceden a altitudes mayores.

Como ya hemos señalado, en algunos sectores, el periglacialismo ha alcanzado límites altitudinales extremadamente bajos. Actualmente las precipitaciones nivosas, por ejemplo, relativamente frecuentes en los relieves del interior y que se mantienen algo más en las alturas, son muy escasas en cuanto a su periodicidad y duración en el

sector de la rasa cantábrica (ASENSIO AMOR y SUAREZ ACEVEDO, 1962).

Como señalamos en la introducción y en el resumen de este capítulo, las diversas formas y acumulaciones de materiales ordenados que presentamos están relacionados con procesos nivales y crionivales, y muy en particular con las modificaciones producidas en el ciclo hielo-deshielo; se trata de fenómenos de solifluxión sobre suelo helado superficialmente o bien aguas de arrollada difusa procedentes de la fusión de las nieves; son mecanismos que han actuado tanto en el tiempo como en el espacio de una manera relativamente suave e ininterrumpida a través de sensibles cambios climáticos.

4.3.1.-Coladas gelifluidales. Desplazamientos sobre un suelo helado

El mecanismo fundamental en ambiente periglacial es el ciclo hielo-deshielo; durante las fases climáticas frías aparece un modelado del paisaje originado por este mecanismo; se trata de un proceso cíclico que fragmenta las masas rocosas, modifica su textura y da lugar a la destrucción superficial de los afloramientos.

Los relieves de la Bobia y su prolongación hacia Peñas Grallas son parajes del dominio periglacial relativamente recientes y en menor grado, de épocas actuales. Acen

tuada gelifracción en cresterias articuladas de cuarcitas localizadas a altitudes superiores a 800 m. y como consecuencia, masas de bloques gelifractados jalonando las laderas, como formas de deslizamiento periglaciario sobre vertientes con pendientes relativamente reducidas y originando coladas gelifluidales (Lámina Ia).

En definitiva en esta relativamente alta montaña asturiana, las acciones combinadas de gelivación-sdiflución constituyen un factor morfogénico muy importante y de gran significación en los rasgos geomorfológicos de esta zona.

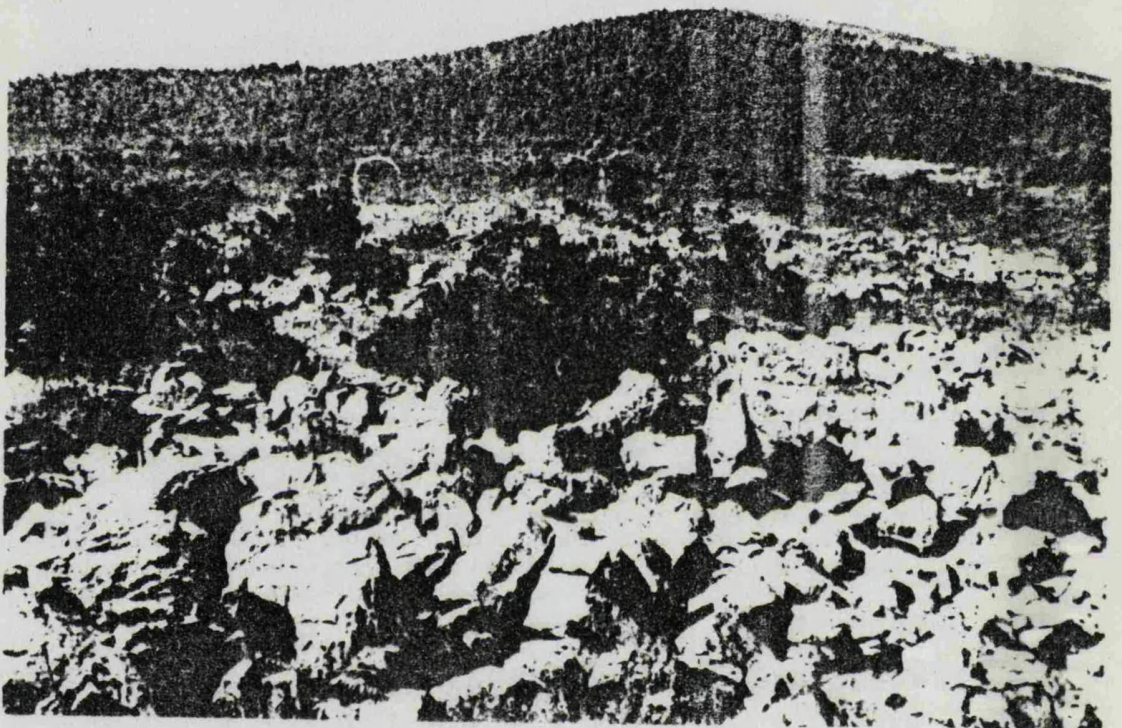
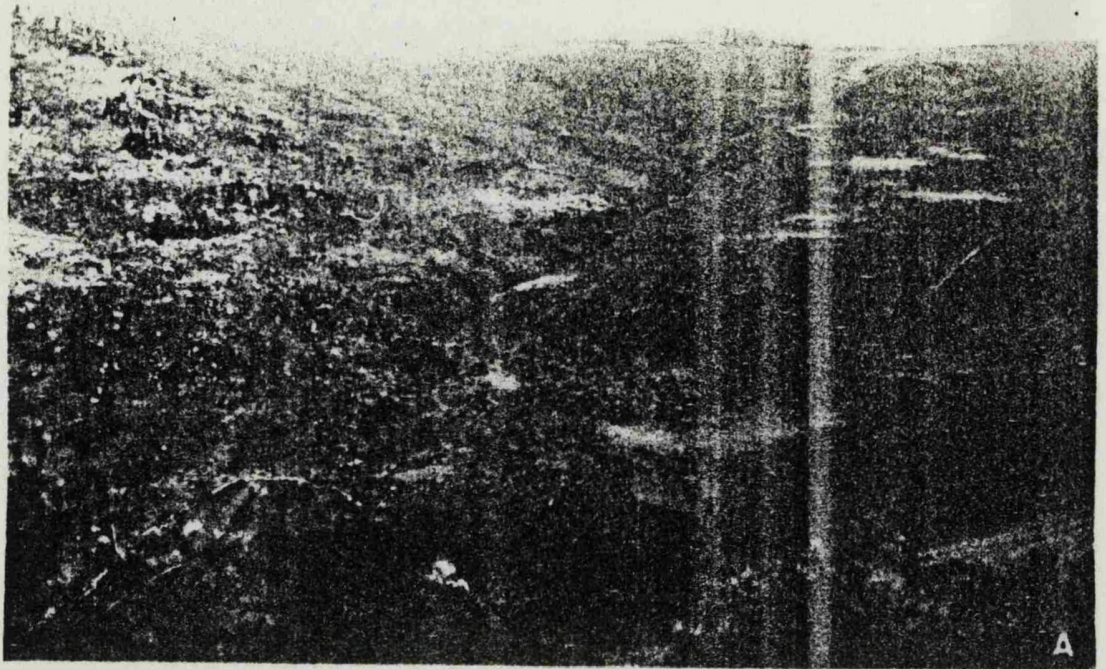
- Depósito de Peñas Grallas

El depósito de peñas grallas está relacionado con coladas de escombros procedentes de la macrogelivación de materiales cuarcitosos con algunos cuarzos.

La Lámina Ib muestra uno de los depósitos de cantos y bloques fundamentalmente cuarcíticos con algunos cuarzos a manera de aterrazamientos aluviales heterométricos, donde los materiales presentan acusados pronunciamientos de aristas. Se puede observar en la misma figura la multitud de bloques y cantos formados por ruptura del material "in situ" a través del fenómeno de gelivación. Son depósitos periglaciares originados por el ciclo hielo-deshielo, proceso físico elemental en el cual el frío es el factor fundamental de la acción morfogénica.

Lámina I:

- a) Acentuada gelifracción -macro y microgelifracción-, sobre todo la primera, en cresterias articuladas de cuarcitas, localizadas a altitudes superiores a 850 metro.
- b) Acumulaciones de bloques aterrazados en sucesivos niveles. Los materiales cuarcitosos con muy poco cuarzo, forman escombros de gelifracción sobre pendientes suaves y en caótica disposición.



lam. I

Sobre las vertientes del pico de Peñas Grallas (1101 metros) y a altitudes de 940-960 m. aparecen a modo de tapizado acumulaciones de bloques aterrazados en sucesivos niveles (Lámina IIb) con cuatro lóbulos de aproximadamente 50 m de ancho y 150 m de longitud, dimensiones que aumentan a medida que se desciende, e inversamente a como sucede con la granulometría del material que desciende de grosor hacia niveles inferiores. Los lóbulos están formados por escombros de gelivación (macro y microgelivación) con inclinaciones de 20-30°.

Los materiales fundamentalmente cuarcitosos con algunos cuarzos, están muy diaclasados y son raros los tamaños pequeños, se trata de depósitos constituidos la mayoría de bloques gruesos, angulosos y subangulosos, heterométricos (Cuadro I), que manifiestan claramente su origen en la regularización de laderas y su transporte a través de deslizamientos sobre suelo helado. La granulometría es muy análoga en todos los depósitos, con una ligera ordenación de tamaños desde las zonas altas (más gruesos) a las bajas; ello nos obliga a pensar en no considerar como proceso fundamental de accionamiento de relieve a la solifluxión y escombros gravitatorios, sino más bien a deslizamientos sobre un suelo más o menos helado.

Cuadro I

COMPOSICION GRANULOMETRICA Y LITOLOGICA

Colada gelifluidal (Peñas Grallas).

cm	C%	cm	C%	cm	C%
2-4	—	12-16	—	60-80	34
4-6	—	16-24	1	80-100	15
6-8	—	24-40	4	> 100	17
8-12	—	40-60	29		

Md de grano = 66,0 cm

Centilo = 224,0 cm

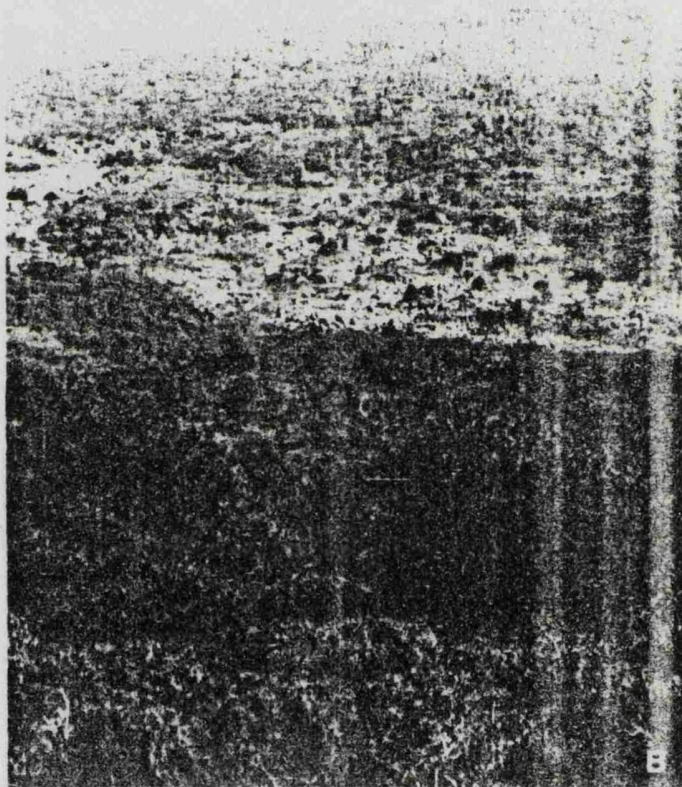
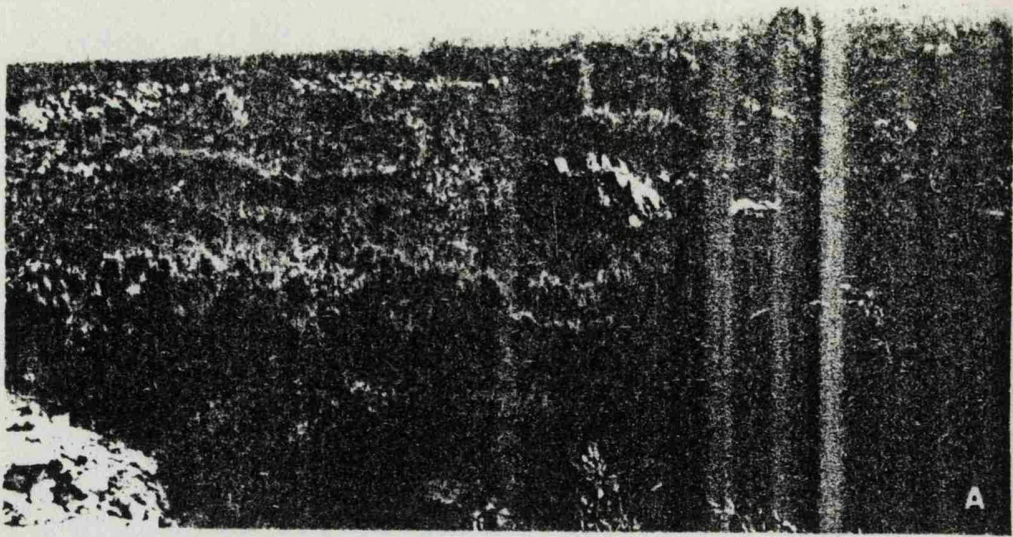
Estas coladas gelifluidales que forman aterrazamientos en las vertientes de Peñas Grallas, se originan por dos procesos morfogenéticos sucesivos; en primer lugar, una erosión motivada por factores climáticos termopluviométricos; en segundo término, un deslizamiento y concentración de materiales de grueso calibre sobre suelo helado. La dinámica de estos depósitos no es muy perceptible porque la espesa vegetación que los rodea impide que la movilización sea apreciada con facilidad (Lámina IIa). No se descarta la posible actividad periglaciaria actual, pero es muy débil y está relacionada sobre todo con la macrogelivación, ya que

9h

Lámina II

- a) Colada gelifluidal donde grandes bloques de cuarcita quedan ocultos por la vegetación.
- b) Colada gelifluidal de materiales cuarcitosos. Ladera SW del pico de Peñas Grallas.

95



lam. II

entre los derrubios que tapizan las vertientes abundan bloques grandes de dimensiones superiores a un metro. Quizás, quede reducida a un ligero y casi insensible fraccionamiento del material y a ciertos deslizamientos individuales de bloques sobre suelo helado superficialmente. La pendiente de las vertientes es muy pequeña y los bloques aparecen muy aristados, lo que supone un deslizamiento sobre suelo helado y no gravitatorio.

4.3.2.-Materiales detríticos ordenados. Grézes litées y Groizes

Los materiales detríticos ordenados han recibido numerosas denominaciones locales, entre ellas destaca la aplicada en Charente y Jura con el término de "grézes litées".

El concepto de grézes litées fue utilizado (CAILLEUX, 1963) para aquellas acumulaciones detríticas de aspecto estratificado, con elementos de dimensiones de 10-20 mm, fuertemente aplanados y acompañados o no, de materiales finos -arenas y limos-; el origen de estas formaciones se atribuía a deslizamientos sobre una superficie helada o muy resbaladiza.

Posteriormente ha sido definido (GUILLIEN, 1974) como "material natural cuya dimensión superior alcanza el límite de 12,5 mm o bien, el de 25 mm y cuyas características fundamentales son: el módulo de finura y la naturaleza

caliza del material". En esta definición existe una apreciación de índole litológica en los elementos que componen estas acumulaciones, y que las diferenciaría de las acumulaciones de vertientes denominadas por los franceses "éboulis ordonnés", formaciones coluvionares de origen crioclástico que presentan una marcada estratificación en lechos, alternativamente gruesos y finos, constituidos por fragmentos angulosos de aristas muy bien delimitadas.

Estas acumulaciones han tenido un amplio desarrollo durante el Cuaternario y ocupan una gran extensión a partir de afloramientos de diversa naturaleza litológica sometidos con frecuencia a la acción del ciclo hielo-deshielo.

Distinguimos dos facies o tipos de acumulaciones estratificadas: "Grêzes, acumulaciones con dimensión inferior a 25 mm, de material fuertemente fragmentado y sensiblemente aplanado, muy poco accionado, con aspecto geométrico que indica claramente que el mayor proceso ha sido la gelivación, cuya forma de aplanamiento en capas manifiesta mecanismos morfogenéticos diferenciales bajo clima periglaciario y "Groizes", formaciones estratificadas cuya evolución ha quedado paralizada antes de alcanzar una fragmentación más fuerte (GUILLIEN, 1974). Los escombros forman también lechos con una mayor heterometría de los materiales y su granulometría alcanza dimensiones algo mayores; los elementos se ofrecen menos aplanados que en los depósitos de grêzes.

Las diversas formas y acumulaciones de materiales ordenados que aparecen en esta zona del occidente de Asturias, están relacionadas con procesos nivales y crionivales, y muy particularmente con las modificaciones producidas en el ciclo hielo-deshielo.

Los materiales detríticos ordenados, tanto del tipo "Grézes litées" como "Groizes", son derrubios crioclásticos de pendientes, constituidos por gravas y cantos pequeños dispuestos en lechos; el mayor o menor grosor de los materiales está condicionado a influencias climáticas de mayor temperatura y como consecuencia, máxima rapidez en la fusión nival.

El mecanismo hielo-deshielo, consistente en un aumento del volumen del agua que penetra en las diaclasas y fisuras del roquedo, motiva la destrucción de la roca "in situ" en fragmentos de dimensiones variadas, muy angulosos, que se acumulan y deslizan masivamente por solifluación a través de la pendiente y a lo largo de las laderas de las vertientes, dando lugar a diferentes aspectos del relieve. En consecuencia, hay que admitir como prueba evidente el desarrollo en esta zona del occidente de Asturias de períodos fríos donde el complejo mecanismo gelivación-solifluación ha originado formas de erosión periglaciaria, tales como "materiales detríticos ordenados" o "grézes litées".

Según la definición de GUILLIEN la única gran diferencia que distancia a los eboulis ordonnés de los "materiales ordenados" ó "grézes litéss" es una apreciación litológica en los elementos que componen estas últimas acumulaciones, que según el citado autor serían de naturaleza caliza. Aquí adoptamos indistintamente uno u otro término, aunque la naturaleza del material no es calizo sino cuarcítico-pizarroso, por considerar que también se originan estas formas periglaciares a partir de rocas esquistosas duras, tales como cuarcitas y pizarras, materiales muy habituales para el ataque erosivo por gelivación, a través de sus planos de clivaje y cuyos fragmentos son capaces de ser transportados fácilmente por solifluxión, debido a su escaso índice de fricción.

4.3.3.-Los depósitos de "grézes litéés" en la zona occidental de Asturias

Los depósitos de vertientes con características de escombros ordenados son muy significativos y de gran interés como facies geomorfológicas, observándose su presencia en varios lugares de los valles del Porcia y del Suarón.

Masas de cantos pequeños, bien clasificados, homogéneos y bastante homogéneos respecto a su litología, depositados en analogas condiciones de sedimentación, sin modificaciones posteriores a la formación de los depósitos, con muy raros y dispersos cantos grandes y bloques de redu

cidas dimensiones, entre los que se encuentra el centilo; elementos aplanados y de forma alargada, dispuestos la mayoría en el sentido de la pendiente, se han deslizado a manera de colada, poco limosa por las laderas cuyas cumbres están jalonadas de cresterias de cuarcitas.

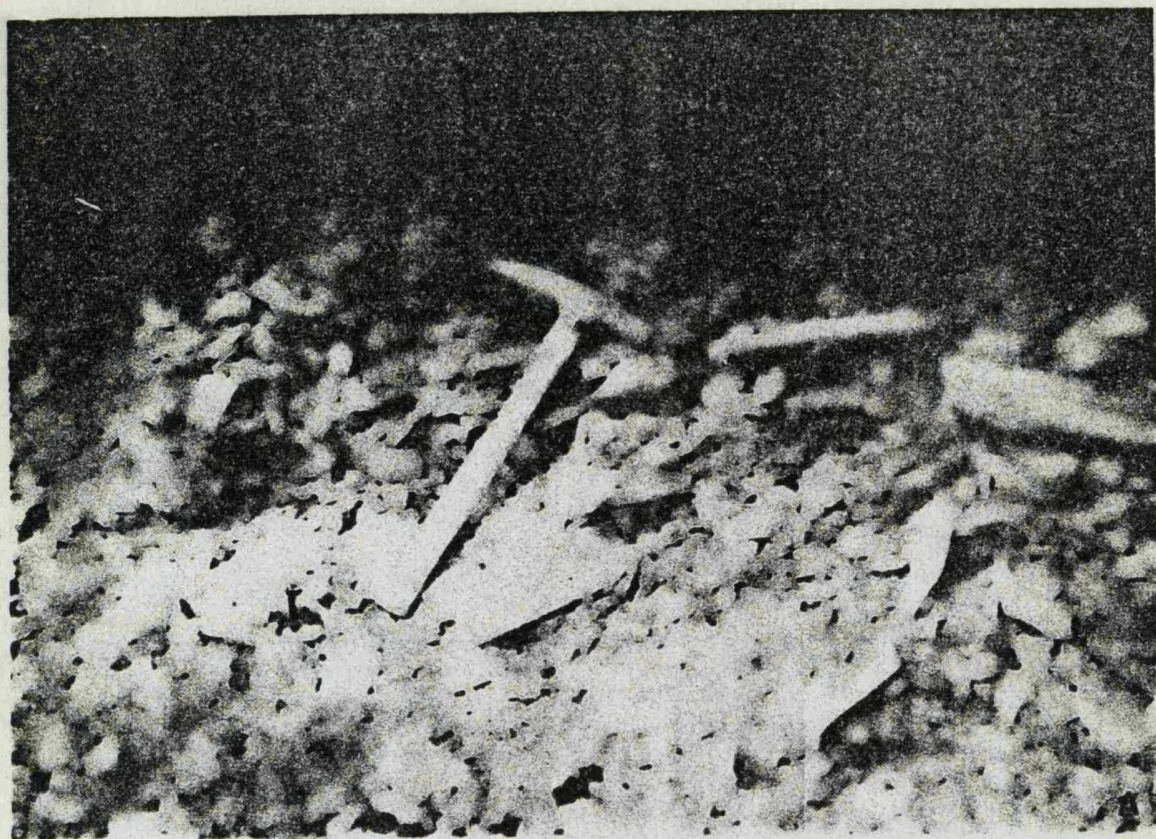
- Depósito de Balmonte-Castro

El depósito se encuentra en la trinchera del camino vecinal de Balmonte a Castro antes de alcanzar el cruce con el que enlaza las aldeas de Cerolleiro y Obanza. Se trata de una acumulación detrítica, con un corte visible de 50-60 cm de potencia, localizado a media ladera (Lámina III), resultado de un proceso de gelifracción sobre pizarras y cuarcitas (73% de pizarras y 27% de cuarcitas) que son reducidas a tamaños de cantos pequeños, entre los que aparecen escasos porcentajes de cantos medianos y grandes, con valor de centilo correspondiente a bloques pequeños. Se trata de elementos aplanados y de forma alargada, dispuestos la mayoría en el sentido de la pendiente, que se han deslizado a manera de colada poco limosa por la ladera inclinada de la vertiente oriental del pico de Castelo (641 m) cuya cumbre está jalonada de cresterias de cuarcitas.

Vertientes con accionamiento periglaciario generalizado, inclinación aproximada de 40°-45°, perfil no rectilíneo con algunos entrantes y salientes que marcan rupturas de pendiente; en consecuencia la vertiente está aún lejos de al

Lámina III

- a) Escombros fuertemente fragmentados y ordenados constituidos por elementos pizarrosos y cuarcitosos; algunos elementos grandes muestran la rotura por gelifracción que sigue un plano casi paralelo al eje mayor del canto.
- b) Vista general de la cantera Balmonite-Castro, para el aprovechamiento de materiales en el firme de caminos vecinales, y parte de la vertiente protegida por la vegetación silvestre, propia de terrenos ácidos.



la m. III

canzar su regularización total. Vegetación típica de suelos ácidos.

Desplazamiento de escombros, probablemente por arrollada difusa, en capas delgadas de algunos centímetros de espesor. Los escombros recubren a casi toda la vertiente, cuyo substrato es pizarroso cuarcitoso, y a su vez esta acumulación está recubierta por una capa de suelo, de aproximadamente 35 cm, con abundante materia orgánica.

La forma de los cantos es típica de accionamiento en ambiente periglaciario (Cuadro II) donde algunos materiales grandes muestran la rotura por gelifracción que sigue un plano casi paralelo al eje mayor del canto.

Cuadro II

COMPOSICION GRANULOMETRICA Y LITOLÓGICA

Materiales detríticos ordenados (Gréses litéés)

Depósito Balmonite-Castro

cm	%	C%	P%	Q%
2-4	61	14	47	—
4-6	28	5	23	—
6-8	6	4	1	1
8-12	4	2	1	1
12-16	1	—	1	—

Md de grano = 3,8 cm

Centilo = 27,0 cm

MORFOMETRIA

Md índice de desgaste	=	42
% < 100	:	100
Max histograma	:	0-50
Md índice aplanamiento	=	5,40
% > 2,5	:	88
Md índice disimetría	=	696

Granulometricamente los materiales que forman esta acumulación son bastante homométricos y están constituidos por cantos pequeños y medianos, con alto valor de centilo. Elevados porcentajes de pizarras en la composición litológica global; masas de cantos pequeños (menores de 6 cm = 89), bien clasificados, homogéneos. Morfometricamente los elementos pizarrosos de 4-6 cm de longitud mayor L ofrecen bajos valores de índice de desgaste, con altos porcentajes de cantos muy angulosos. La mediana del índice de aplanamiento es muy alta y el tanto por ciento de cantos con valores superiores a 2,5 es muy elevado, histograma de aspecto dentado muy achatado y con numerosos máximos relativamente poco destacados (máximo principal 6,75-7,00 (10%)), el fraccionamiento del material es muy intenso y se traduce en alto valor de la mediana del índice de disimetría, con dos máximos en el histograma. Fragmentos pizarrosos de mediano índice de alargamiento, aunque más del 50% de los elementos mues

tren valores superiores a 1,50. (Fig.2).

En las proximidades de la aldea de Santa Colomba aparece un depósito de materiales detríticos ordenados, cuyos elementos clásticos son algo más gruesos y heterométricos que los de las acumulaciones antes mencionadas. Se trata de formaciones análogas originadas por proceso genético periglaciario, pero en condiciones diferentes en cuanto a la duración del mecanismo de gelifracción; pueden responder al término de "groizes" o materiales en los que la evolución crioclástica ha sido paralizada antes de alcanzar los pequeños tamaños de las "grézes" (GUILLIEN, 1974). (Lámina IVa).

Depósito de Sueiro - Sacadoiras

• En las trincheras de la carretera en construcción que unirá Sueiros con Sacadoira y sobre la vertiente occidental del pico Redondo (274 m.) se acumulan pizarras con algunas cuarcitas (Cuadro III) de dimensiones incluidas en la fracción cantos pequeños, con débil valor de la mediana y centilo en la modalidad de canto grande.

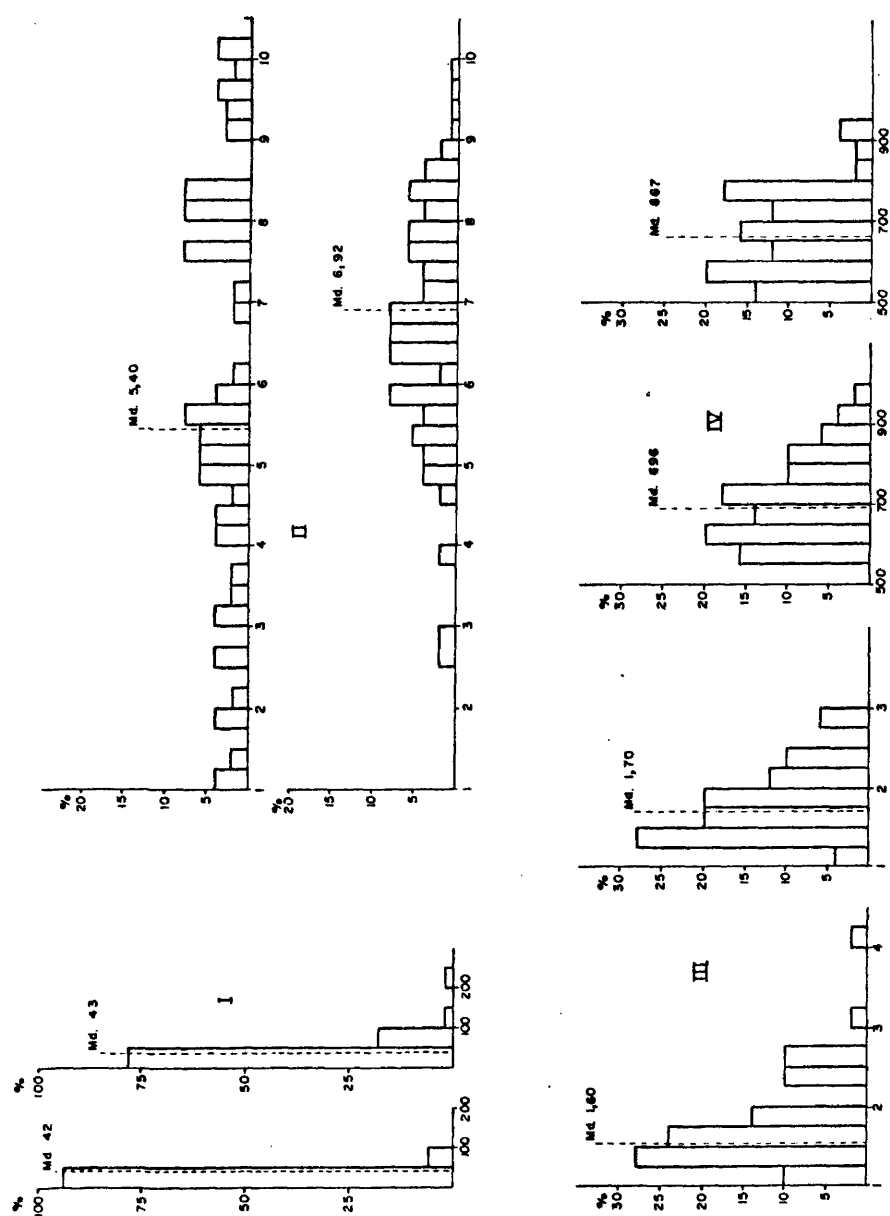
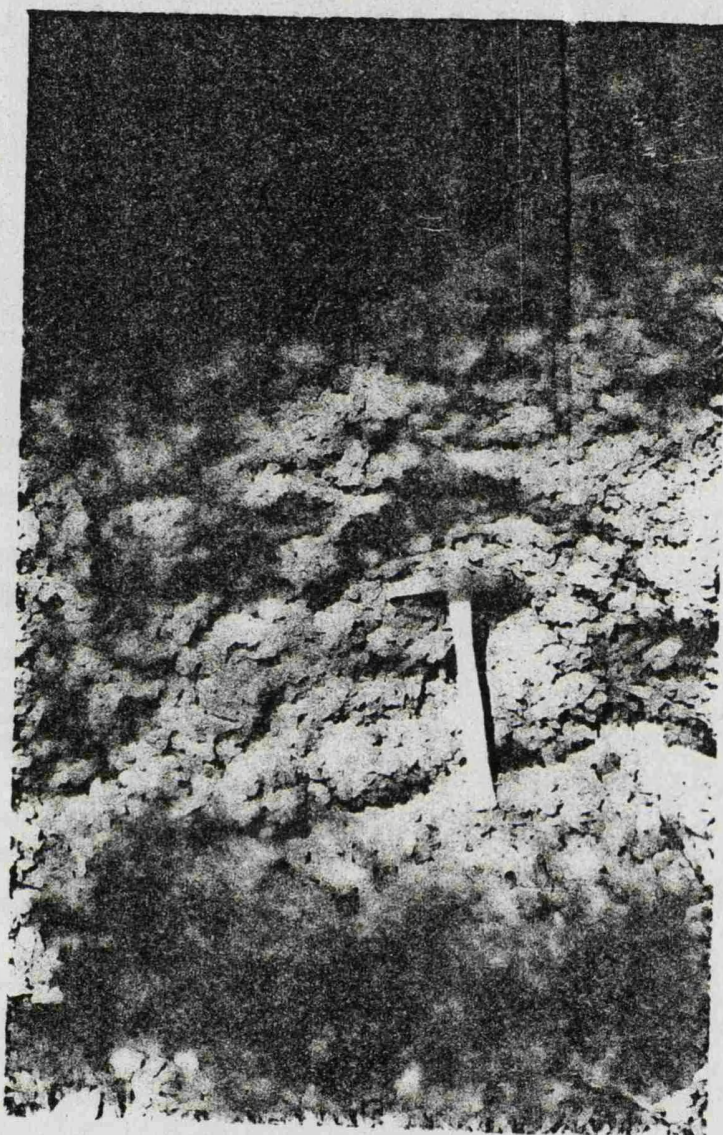
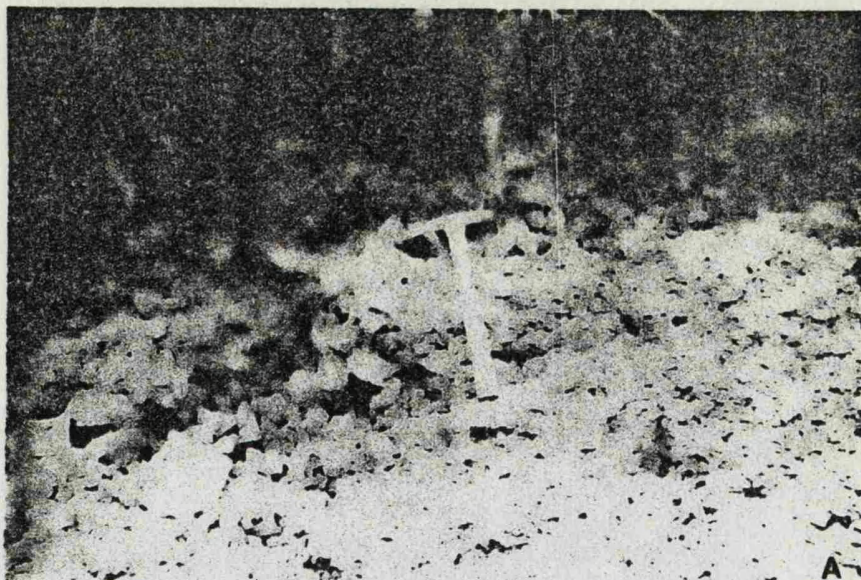


Fig. 2. Histogramas morfométricos: (I) desgaste; (II) aplanamiento; (III) alargamiento; (IV) disimetría; cantos de pizarra de 4-6 cm = L.

Lámina IV

- a) Groizes en las proximidades de la aldea de Santa Colomba.
- b) Detalle de los lechos de una acumulación de "grêzes-litêes", homometría y bajo desgaste son los rasgos más peculiares de los fragmentos que integran estas formaciones crioclásticas. Nafarea.

108



lam.iv

Cuadro III

COMPOSICION GRANULOMETRICA Y LITOLOGICA

Materiales detríticos ordenados (Grézes litéés)

Depósito Sueiro-Sacadoira

Espectro granulométrico Espectro litológico

cm	%	C%	P%
2-4	76	2	74
4-6	13	1	12
6-8	7	1	6
8-12	3	1	2
12-16	1	—	1

Md de grano = 2,7 cm
 Centilo = 12,2 cm (pizarra)

MORFOMETRIA

Md índice de desgaste = 43
 % < 100 = 98
 Max histograma : 0-50
 Md índice aplanamiento = 6,92
 % > 2,5 = 100
 Md índice disimetría = 667

Se trata de una acumulación procedente de acciona miento periglaciario con desplazamiento de escombros claramente gelivados sobre la ladera de la vertiente. La morfometría de cantos de pizarra es en todo semejante a la ofrecida en el depósito de Balmonte-Castro; el desgaste es muy bajo (Md Id, 43) y el máximo del histograma está situado en la secuencia 0-50, con el 100% de los elementos; la mediana de aplanamiento es muy alta (6,92 cm) consecuencia de una intensa gelifracción; la mediana de disimetría indica también fuerte ruptura de material. Recubre a esta formación un suelo con bastante materia orgánica. (Fig. 2).

- Depósito de Monticelo y Nafarea

Próximo a los parajes de Monticelo y Nafarea, del término Municipal de Vegadeo, aparecen otras formaciones detríticas análogas a las anteriores (Lámina IV).

En lo que concierne a su composición granulométrica (Cuadro IV) y especialmente a su litología, el depósito de Nafarea está constituido solo por pizarras (100%) mientras que en el de Monticelo se encuentran también cuarcitas aunque con amplio predominio de pizarras (78%). Los centilos sitúan su valor en la modalidad de cantos grandes (10,7 cm y 15,7 cm).

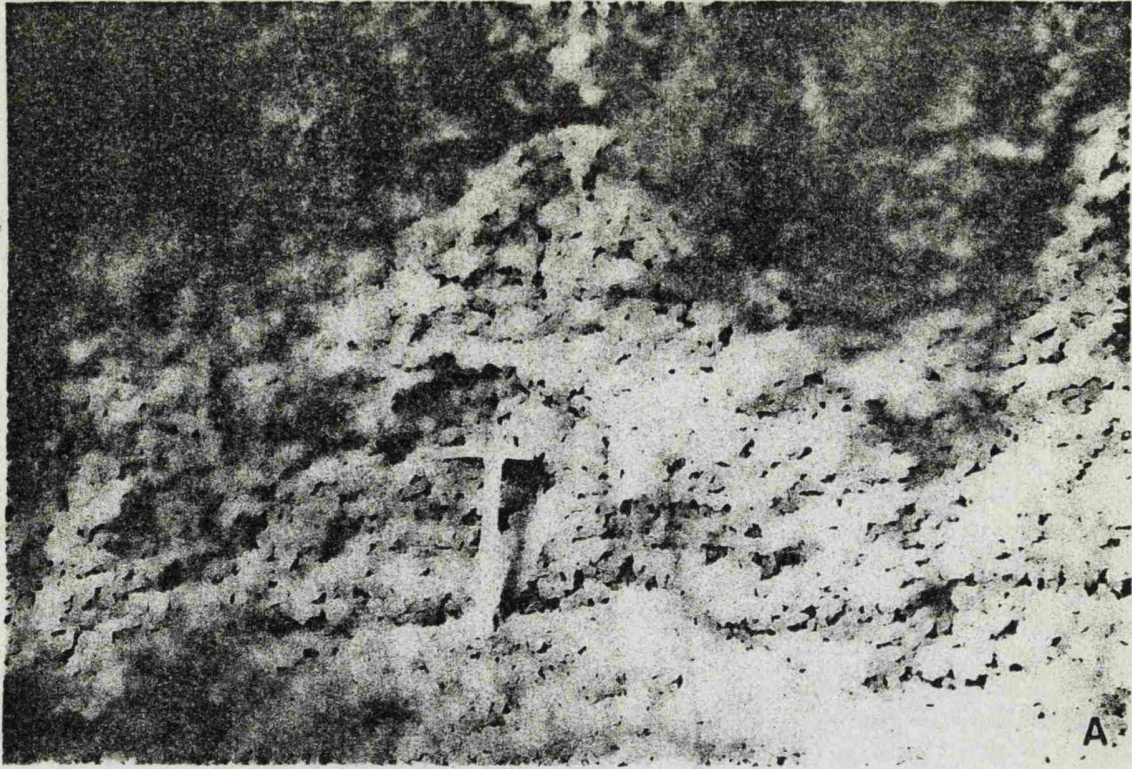
Las características morfométricas ofrecen grandes similitudes; en cuanto al desgaste, las medianas y el máximo de los dos niveles detríticos tienen como límite superior

»

Lámina V.

a y b) Depósitos de vertientes con características de escombros ordenados: Grézes-litées y Groizes; son derrubios crioclásticos constituidos por esquistos del tamaño de gravas y cantos pequeños (menor de 6 cm = 97%). Nafarea.





A



lam. v

el valor de 50, lo que evidencia la eficacia de los procesos de fragmentación (Lámina V); en el aplanamiento es don de se observan mayores diferencias; el elevado valor de las medianas de aplanamiento que se han obtenido en estos dos depósitos estratificados está en relación con ciclos más numerosos y prolongados que han logrado conferir a los elementos el típico aspecto de lajas, tan frecuente en las acumulaciones producto de una intensa gelifracción. Sin embargo, los criterios de aplanamiento, a pesar de ser tan evidentes, no son los más sensibles a la hora de la mayor o menor eficacia de los procesos de fragmentación por hielo por tratarse principalmente de pizarras, material de por sí fácil a presentar aplanamiento alto y aspecto de lajas. No existe matriz fina entre los cantos. Las Figs (3 y 4) representan los histogramas de desgaste y aplanamiento de Monticelo y Nafarea, de este último depósito solo se ha realizado el de desgaste dado el alto valor de aplanamiento que impide su representación.

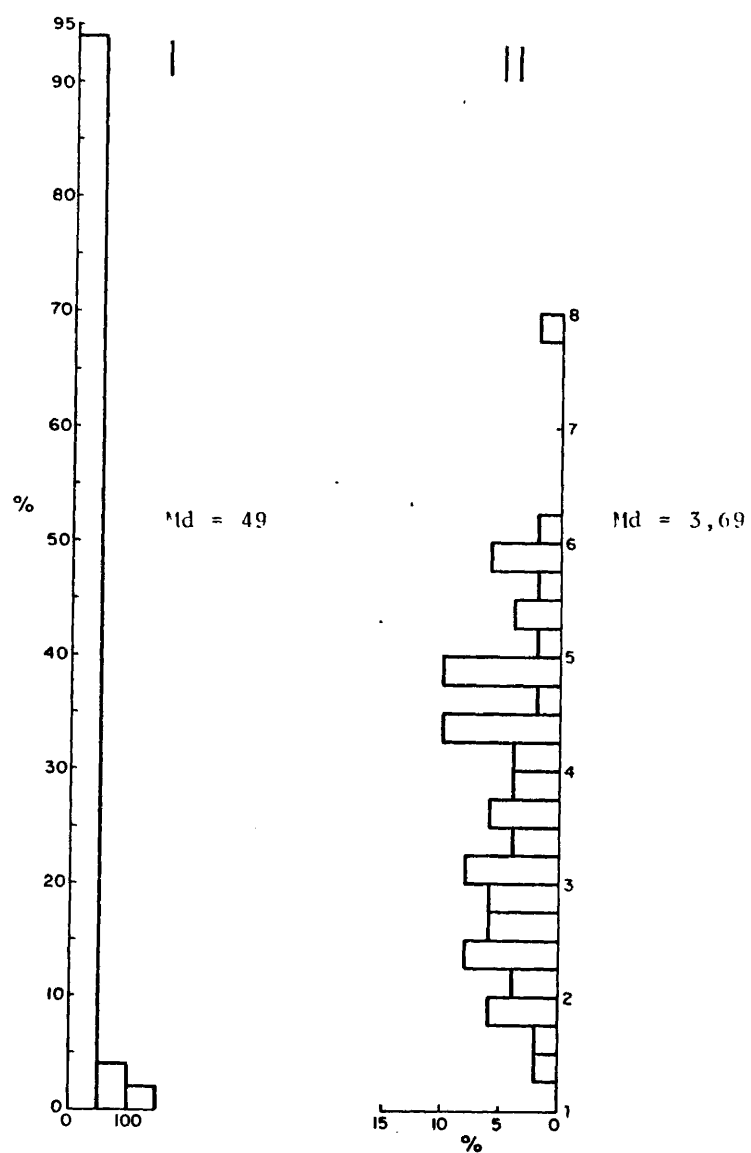


Fig. 3. Histogramas morfométricos: (I) desgaste; (II) aplanamiento. Monticelo.

115

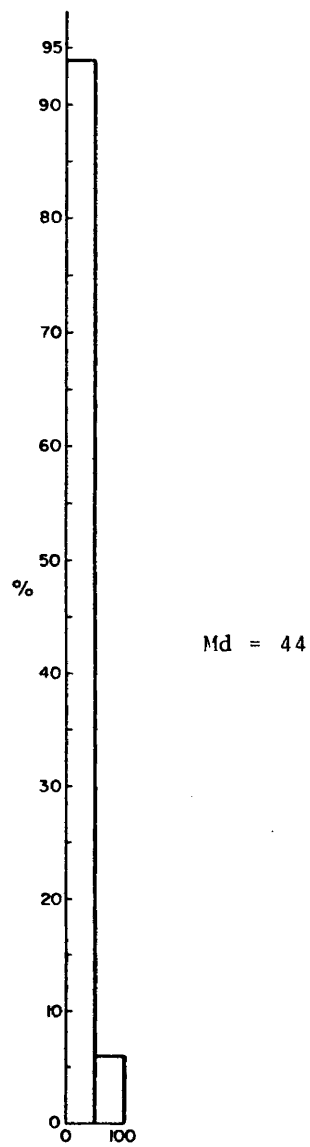


Fig.4. Histograma morfométrico de desgaste. Nafarea.

Cuadro IV

COMPOSICION GRANULOMETRICA Y LITOLOGICA

Materiales detríticos ordenados (Gréses litéés)

Depósitos de Monticelo y Nafarea

Depósito de Monticelo				Depósito de Nafarea		
cm	C%	P%	Q%	C%	P%	Q%
< 6	20	76	1	—	97	—
6-12	1	2	—	—	3	—
> 12	—	—	—	—	—	—

Md de grano	=	2,1	cm		1,8	cm
Centilo	=	10,7	cm		15,7	cm

MORFOMETRIA

Monticelo		Nafarea
Md índice de desgaste	= 49	44
% < 100	= 98	100
Max Histograma	0-50	0-50
Md índice aplanamiento	= 3,69	7,00
% > 2,5	= 78	100
Md índice disimetría	= 580	510

»

- Depósito de Sela de Fabal

Se extienden las formaciones de grézes litéas a lo largo de un camino vecinal que va desde Sela de Fabal hacia Guiar en una extensión de unos 250 mts y que corresponde a la línea divisoria de aguas entre el Monjardín y el río Ouria. Los aluviones son visibles en las trincheras del camino vecinal con una altura aproximada de 2-3 mts. Se trata de materiales muy fragmentados y ordenados en lechos algo festoneados, típicas de las formaciones de grézes litéas, donde la forma de los elementos es propia de accionamiento periglaciario (Lámina VIa).

Los materiales detríticos ordenados que aquí aparecen reflejan sólo un número muy escaso frente a los que realmente deben existir instalados sobre estas vertientes; solo la intervención humana en el trazado de caminos y carreteras ha puesto al descubierto estas acumulaciones finas que aparecen intactas.

Los elementos que componen este depósito son muy homogéneos en lo referente a su granulometría (< 6 cm, 91%), litológicamente su composición es casi exclusiva de cuarcitas (98%), a diferencia de los depósitos anteriores donde predominaban las pizarras, lo que evidencia la disposición en paquetes de las cuarcitas y pizarras en esta zona occidental de Asturias.

Cuadro V

COMPOSICION GRANULOMETRICA Y LITOLOGICA

Material de lechos o capas

Depósito de Sela de Fabal

cm	C%	Q%
< 2	37	1
2-4	52	1
4-6	7	—
6-8	1	—
8-12	1	—
12-16	—	—

Md de grano = 2,4 cm

Centilo = 12,5 cm

MORFOMETRIA

Md índice de desgaste = 45

% < 100 = 100

Max histograma 0-50

Md índice aplanamiento = 5,46

% > 2,50 = 92

Md índice disimetría = 697

»

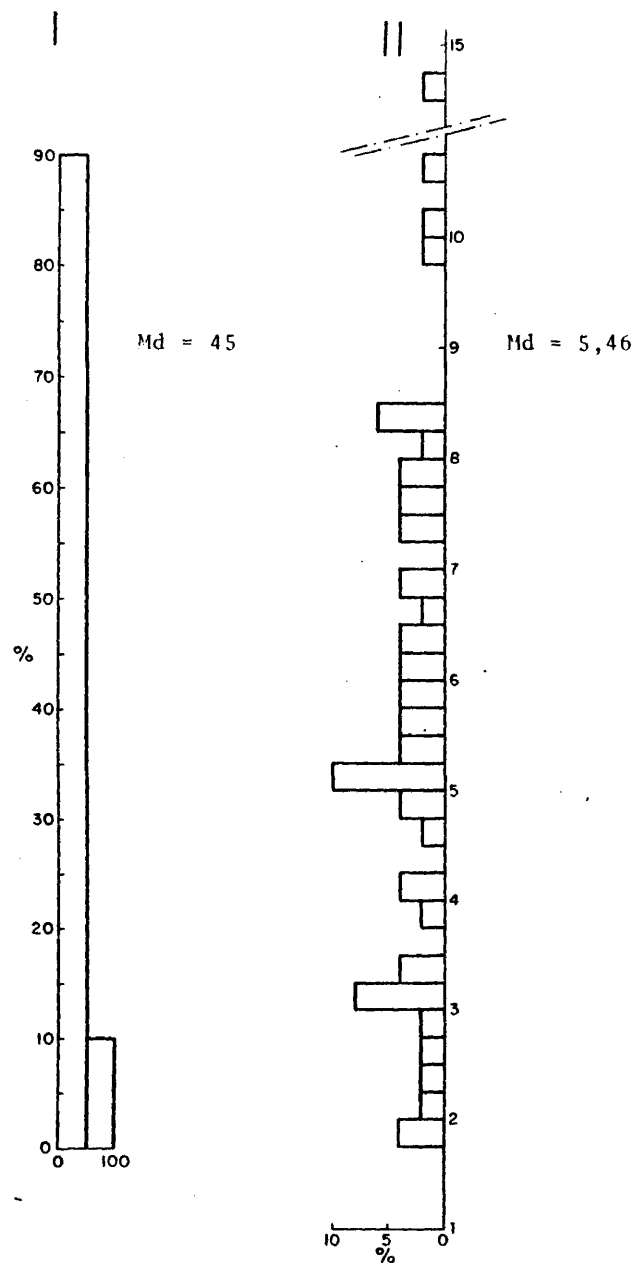


Fig. 5. Histogramas morfométricos: (I) desgaste; (II) aplanamiento
Material de lechos o capas. Sela de Fabal

Por lo que respecta a la morfometría, los desgastes son muy bajos (Md Id,45), situandose el máximo en la secuencia 0-50; el aplanamiento es alto, el elevado valor de las medianas está en relación con los ciclos hielo-deshielo numerosos y prolongados que han logrado dar a los elementos cuarcíticos un típico aspecto de lajas (Fig 5); la mediana de disimetría (697) es alta, indica fuerte ruptura del material propia de elementos que han estado sometidos a intensa gelifracción.

En algunos lugares alterna este tipo de acumulaciones con otras algo más gruesas denominadas "Groizes". La potencia de las capas es aproximadamente de 20-40 cms, los tipos de cantos son esquistos pizarrosos con algunas cuarcitas. Entre los cantos apenas existen fracción fina y se ofrecen algunas deformaciones, a manera de "rosetas" y ondulaciones con orientaciones e inclinaciones del material muy variables, como resultados de reajustes en la disposición de los cantos, considerando como factor activo al agua, que al helarse, ejerce presión sobre el contorno de los fragmentos moviendolos y haciendo que adquieran, en el seno del depósito, una distribución mudable; el mecanismo se realiza por solifluxión pelicular con escombros gelivados de tamaño muy pequeño que dan lugar a grézes-litées con acumulaciones de materiales separados por lechos muy finos arcillosos o limo-arcillosos.

4.3.4.-Formas de crioturbación

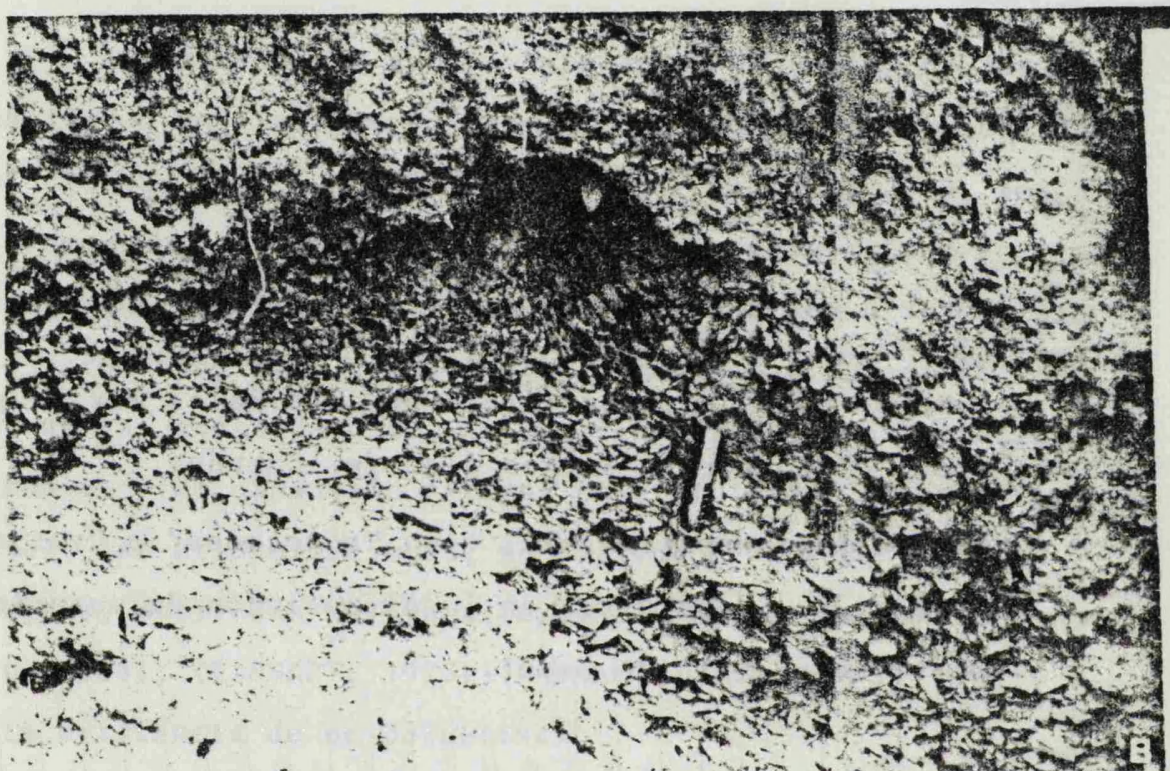
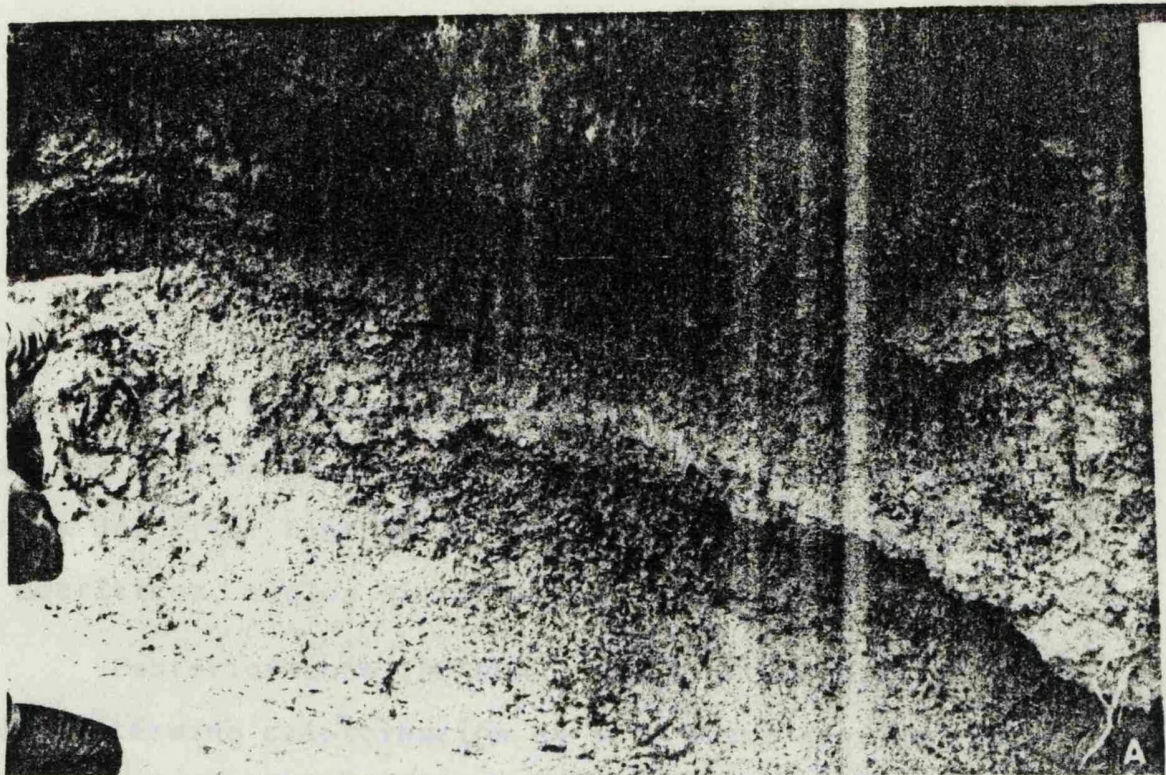
La crioturbación ha sido un término utilizado por diversos autores al estudiar zonas de dominio periglaciario. Una de las primeras definiciones (EDELMEN, 1936) denomina así a todas las deformaciones sufridas en el material como consecuencia del frío: hinchamientos, estratificación de materiales detríticos, suelos estructurales, grietas, etc.

Posteriormente (DERRUAU, 1966) y (COQUE, 1977) utilizan el término crioturbación en este mismo sentido, pero de forma más restringida como consecuencia de la aparición de nuevos términos.

Actualmente se agrupan bajo la denominación de "crioturbación" o "geliturbación" aquellas formas como son las involuciones, festones, etc, sin incluir en ellas otras formas como son las cuñas de hielo (fente en coin). Esto es debido a que estas formas resultan de una acción diferencial de los procesos, bajo condiciones climáticas diferentes; mientras las cuñas de hielo se generan por las contracciones invernales y de expansión estival en el interior de un pergelisol, las crioturbaciones, se derivan de deformaciones plásticas, motivadas por la alternancia de hielo-deshielo (West, 1968); (PISSART, 1973); RAYNAL, 1973), que no precisan la existencia de un pergelisol.

Lámina VI

- a) Sela de Fabal: grézes-litées de materiales muy fragmentados y ordenados en lechos algo festoneados.
- b) Manifestaciones frías del tipo "rosetones" o "rosetas", resultado de reajustes en la disposición de materiales detríticos. Sela de Fabal.



La formación de "rosetas" en los procesos de crioturbación, es el resultado de reajustes en la disposición de materiales detríticos cuyas orientaciones e inclinaciones de los cantos son muy variables (Lámina VIb), fenómeno atribuido a la alternancia del ciclo hielo-deshielo (BOYE, 1952); alrededor de un bloque grande depositado en la ladera o en la base de la vertiente, se pueden disponer más o menos ordenadamente escombros deslizados por solifluxión o por arro^{ll}amiento difuso y retenidos por el propio bloque que reali^{za} la función de muro de contención; posteriormente, el proceso hielo-deshielo interviene como factor activo en la formación de la "roseta" y juega un doble papel; por una parte el agua acumulada en la formación detrítica al helarse actúa sobre el material y lo fragmenta, siguiendo las fisuras y zonas de menor resistencia, y por otra ejerce una presión sobre el contorno de los fragmentos, moviendolos y haciendo que adquieran, en el seno del depósito, una inclinación variable.

No son muy abundantes ni variados, las formas de crioturbación que hemos encontrado en la zona occidental de Asturias, solo podemos señalar que en ocasiones las formas estratificadas de materiales detríticos ordenados aparecen festonados, con deformaciones por crioturbación donde los elementos aparecen orientados en la vertical del plano de estratificación formando acumulaciones a manera de rosetones.

Estas deformaciones se encuentran entre las formaciones de "grézeslitées" que alternan con las de "groizes"; tal es el caso del depósito ya señalado de Sela de Fabal.

Vertientes periglaciares

La acción del hielo-deshielo, acompañada de fenómenos de soliflucción, origina que las vertientes adquieran formas convexas en las zonas altas, donde los afloramientos rocosos superficiales están fragmentados por gelivación, y cóncavas en las bajas, como resultado del proceso acumulativo de materiales de soliflucción.

Esta morfología cóncavo-convexa de vertientes, con fragmentos de rocas en las partes altas, debidas a acciones gelifluídales, deslizamientos por soliflucción y acumulaciones de materiales en las partes bajas, con aspecto rectilíneo en la parte media (Lámina VIIa), son frecuentes en la zona occidental asturiana.

La inclinación aproximada de las vertientes en el valle del Porcia es de 40°-45°; son más suaves las inclinaciones del valle del Suarón 30°-35°.

En algunos lugares como la Veguina, Santa Coloma, etc el perfil de las vertientes no es rectilíneo, presenta entrantes y salientes que marcan rupturas de pendiente (Lámina VIIb) por la presencia de replanos que corresponden a tipos de rocas de mayor resistencia a la ablación, tal y co

mo sucede con los paquetes de cuarcitas. Este tipo de accionamiento del relieve proporciona gran cantidad de materiales detríticos que son arrastrados por solifluxión o por arrollamiento difuso sobre las laderas de las vertientes hacia los valles, dando lugar a glaciais de erosión, de tipo mixto, jalonado de escombros, o bien a acumulaciones de piedemonte y a depósitos que originan terrazas o aterrazamientos que colmatan los fondos de los cauces, motivando la formación de capas de sedimentos detríticos de fondo de valle.

Las acciones periglaciares -fragmentos derivados del proceso de gelivación y coladas de solifluxión- han afectado sensiblemente a este territorio. Las distintas formas periglaciares permiten considerar las fundamentales etapas morfológicas que tuvieron lugar en la elaboración morfológica de la montaña asturiana. Los valles y las vertientes ofrecen en algunos lugares el típico modelado periglacial, la presencia de glaciais y de valles asimétricos motivados por diferentes exposiciones de vertientes -solana y umbria- de fuerte inclinación y de pendientes suaves respectivamente, son formas características del modelado periglacial y ambos testigos de un clima muy frío. Las frecuentes coladas de solifluxión que se desarrollan en el occidente de Asturias, van muy ligadas a la naturaleza petrográfica que es altamente susceptible (esquistos). Este hecho estructural, unido a los altos volúmenes de precipitación que se registran, favo

rece el desarrollo de procesos solifluidales.

En el apartado sobre coladas gelifluidales hemos estudiado ya aspectos periglaciares en las partes altas de la vertiente NW del pico de Peñas Grallas. La parte baja de la vertiente SW de Peñas Grallas desciende hasta la red fluvial actual es suave y alomada, con algunos replanos morfológicos e indican formas de arrollamiento difuso de las aguas de fusión de las nieves que se encajan en pequeños arroyos; el conjunto de toda esta morfología da lugar a un circo periglaciario, a manera de anfiteatro, que constituye el nacimiento del río Suarón.

Algunos de los clastos que forman los depósitos de vertientes descienden por las laderas hasta los pequeños arroyos y forman la carga aluvial que es transportada hacia aguas abajo. Los depósitos de derrubios están en general al descubierto, pero en ciertos sectores aparecen rodeados de vegetación -típica de monte bajo: erica (brezo), ulex (tojo), gramíneas, etc propia de terreno ácidos - e incluso ocultos por ella. En zonas superiores a los depósitos detríticos aumenta la pendiente hasta alcanzar las cresterías de cuarcitas, donde se aprecia casi la subverticalidad.

Las vertientes con depósitos estratificados han sido estudiados en el apartado correspondiente a materiales detríticos orfenados (Grézes litéés) donde se destaca el

accionamiento periglaciario en vertientes y se estudian algunos de estos depósitos.

Podemos concluir diciendo que el mecanismo de accionamiento de vertientes se realiza por solifluxión pelicular, con escombros gelivados de pequeño tamaño, que dan lugar a acumulaciones de materiales en capas más o menos superficiales, o bien separados por lechos arcillosos o limo-arcillosos. Se trata de acumulaciones detríticas, resultado de un proceso de gelifracción en pizarras y cuarcitas, donde se observan los planos de fragmentación en cantos grandes y el desplazamiento de escombros por arrollada difusa en capas delgadas.

Los depósitos de vertientes con características de escombros ordenados son muy significativos y de gran interés como facies geomorfológicas.

4.4.1.-Surcos de escorrentía sobre vertientes periglaciares

En las proximidades de los "materiales ordenados" que hemos señalado en Sela De Fabal, se encuentran "grietas", como la que aparece en la Lámina VIII algo acuñada, con paredes verticales de materiales limoarcillosos. Se trata de una discontinuidad en los mecanismos de transporte. Es un tránsito acusado y brusco de los lechos ordenados y paralelos de Grézes litéas por la presencia de antiguos "canales de escorrentía" sobre estas acumulaciones, que han roto y

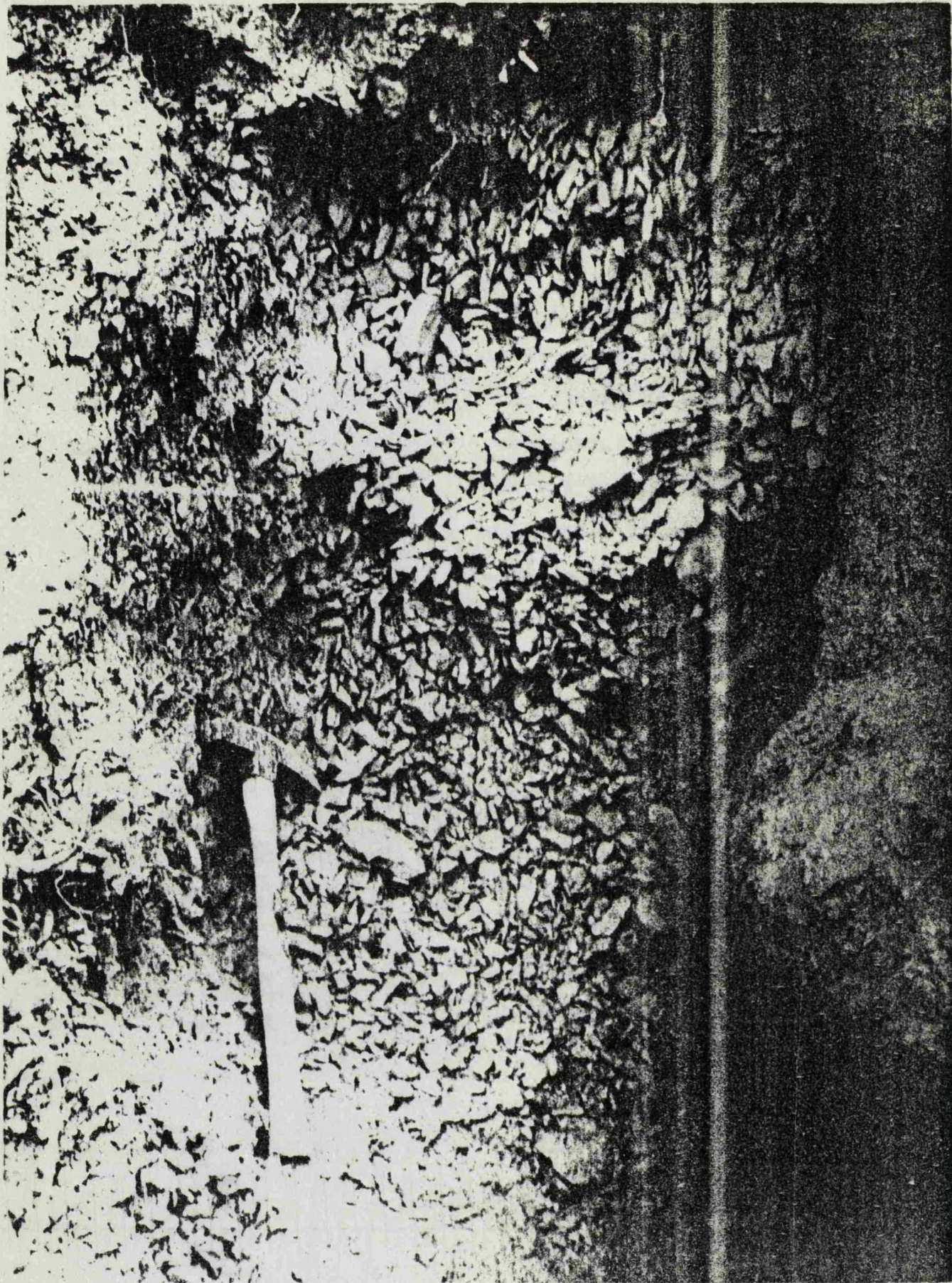
alterado la disposición de los lechos, habiendo sido sus surcos nuevamente colmatados por posteriores aportes de material.

La profundidad visible de la "grieta" es de 85 cm; con un ancho variable de arriba (45 cm) hacía abajo (30 cm). En la parte alta la mayoría de los cantos se disponen claramente con el eje mayor en la vertical, es decir, paralelo a las paredes de la "grieta" y en las partes media y baja, los elementos se disponen variablemente, formando rosetones y guirnaldas aunque un gran número de ellos alcance la verticalidad. El material de la "grieta" de carácter cuarcitoso casi exclusivamente, se encuentra desprovisto de matriz fina. El conjunto está recubierto por una capa de suelo pardo negruzco, de 50 cm. de espesor, con abundantes materiales gruesos a escala de cantos, que es a su vez protegida por el fieltro vegetal de helechos, brezo, rosal silvestre, tojo, etc que forman el sotobosque de pinos y eucaliptos. El sustrato es de cuarcitas y pizarras, fragmentos de dimensiones de gravas y cantos pequeños (menor 4 cm =96%), muy poco usados, angulosos, nada consolidados, con fuerte aplastamiento.

El relleno de las grietas se asemeja mucho al de las "Fente en Coin" o "cuña de hielo" originada por retracción a través de un frío muy intenso. Sin embargo parece que

Lámina VIII

Sela de Fabal. Grieta que indica acciones periglaciares intensas que originan surcos de escorrentía.

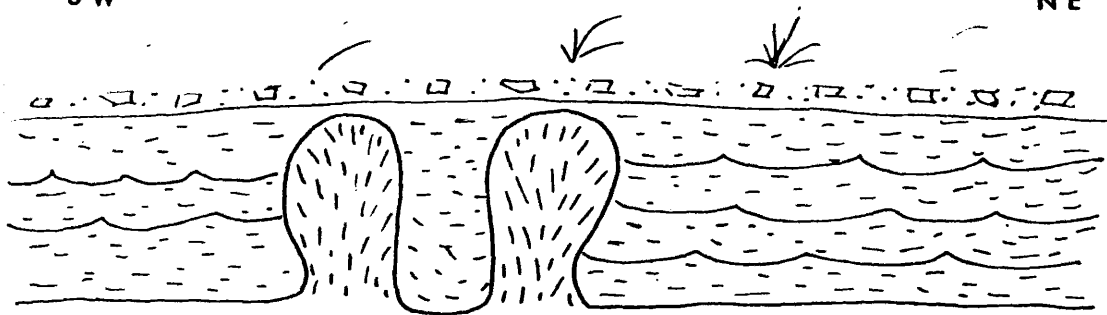


13079

SW

SELA DE FABAL

NE



50 m

□ □ □ derrubios de vertiente

— — — grèzes-litées; cuarcitas

se trata más bien de una grieta o surco de erosión sobre pendientes periglaciares, abiertos al concentrarse las aguas de arrollada difusa sobre vertientes más o menos regladas y posteriormente rellenos de materiales muy lavados, casi exclusivamente cuarcíticos de pequeñas dimensiones, con muy débiles desgastes y altos aplanamientos.

Los caracteres de tamaño y forma y la disposición irregular de los elementos en la grieta -acusada verticalidad en la parte superior y variable inclinación en la inferior- indican acciones periglaciares intensas como para originar estos surcos de escorrentía (Cuadro VI). La mayoría de estos pequeños fragmentos orientan sus ejes "L" en sentido paralelo a la línea de máxima pendiente, esta orientación preponderante sugiere la existencia de un transporte realizado, fundamentalmente, por geliflujión para estos fragmentos crioclásticos.

Cuadro VI

COMPOSICION GRANULOMETRICA Y LITOLOGICA

Surco de escorrentia.Sela de Fabal

cm	c%
< 2	52
2-4	45
4-6	3

Md de grano = 2,0 cm

Centilo = 19,5 cm

MORFOMETRIA

Md índice de desgaste = 47

% < 100 = 96

Max histograma 0-50

Md índice aplanamiento = 3,54

% > 1,50 = 2

% > 2,50 = 73

Md índice disimetría = 675

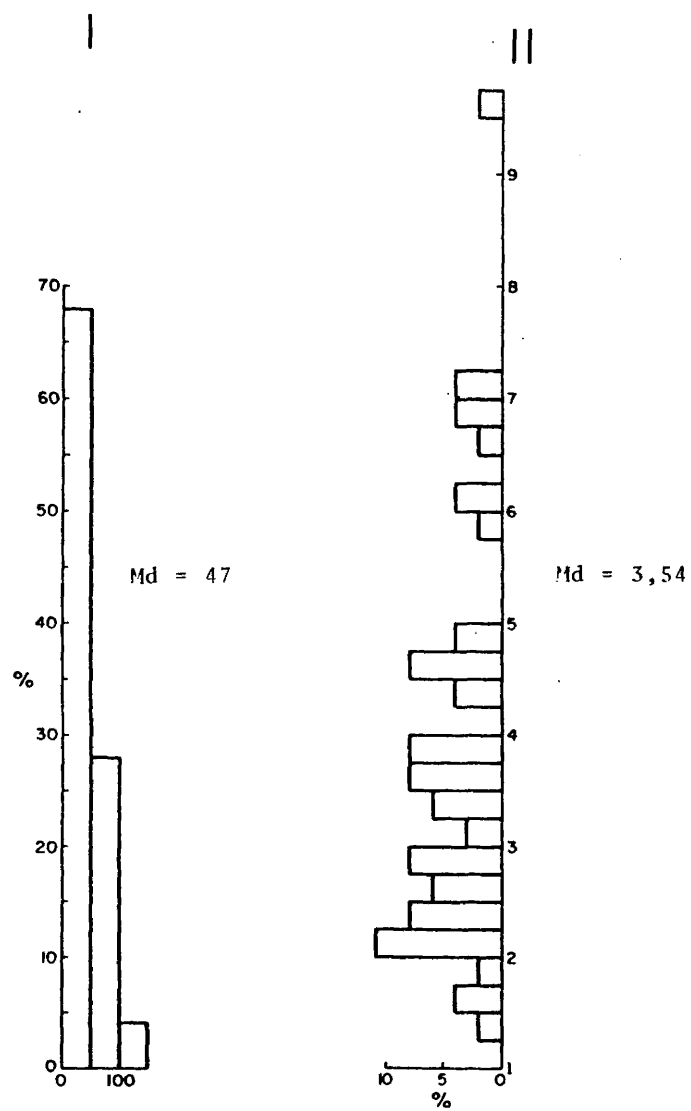


Fig.6. Histograma morfométrico: (I) desgaste; (II) aplanamiento.
Sûrco Sela de Fâbal.

A partir de los datos y observaciones anteriores y en relación con las características morfométricas del depósito de Sela de Fabal, (Figura 6), se puede considerar la formación de surcos de erosión sobre estas pendientes en épocas de mayor esorrentía que la actual, con mayores precipitaciones líquidas o más brusca fusión de las nieves. Estas corrientes de agua originaron los surcos que posteriormente, durante épocas de menor intensidad, se colmataron de sedimentos.

La distribución de tamaños y sus características morfométricas indican un efecto periglacial intenso con degastes muy bajos (Md Id, 47), encontrándose el máximo en la secuencia 0-50, aplanamiento alto y muy elevado el tanto por ciento de cantos con valores superiores a 2,5.

Consideraciones finales

Son varias las formas y acumulaciones que ocupan este capítulo dedicado a la acción periglacial en la zona occidental de Asturias. De todas las observaciones realizadas, tanto por nosotros como por anteriores investigadores, se pone de manifiesto la intensa acción del hielo en este sector de montaña peninsular, causa de un conjunto de manifestaciones periglaciares en esta región.

Las formas aquí descritas son consecuencia del ciclo hielo-deshielo, es decir de la alternancia de climas frios y cálidos que han influido en la morfología del relieve.

El origen climático de estas acumulaciones de montaña viene favorecido por tratarse de formaciones detríticas esquistas indicadoras de ambientes climáticos, por ser favorables a ellos y por las trazas de crioturbación que en ocasiones se advierte en sus lechos que refuerza la hipótesis climática de estos coluvios de ladera.

La morfología del relieve en este sector de la zona galaico-astur es debida no solo a procesos de erosión normal, sino más bien a procesos morfogenéticos de carácter climático en los cuales las acciones periglaciares son fundamentales.

Los afloramientos esquistas del Paleozoico inferior, fáciles a tolerar el proceso de gelifracción, han permitido el estudio de formas naturales, estrechamente relacionadas con el carácter litológico del roquedo, y con gran significación en ambientes de fuertes variaciones climáticas; este tipo de accionamiento del relieve proporciona gran cantidad de materiales detríticos, de litología cuarcitas y pizarras, que se fragmentan en trozos muy pequeños y aplanados y son arrastrados por solifluxión o por arrolla-

miento difuso- sobre las laderas de las vertientes, recubren la superficie de los afloramientos y se ordenan en capas de variables espesores, o descienden hacia los valles (Lámina IX) dando lugar a glaciares de erosión de tipo mixto, jalonados de escombros, o bien a acumulaciones de piedemonte y a depósitos que originan terrazas o aterrazamientos que colmatan los fondos de los cauces, motivando la formación de capas de sedimentos detríticos de fondo de valle.

Las acciones periglaciares -fragmentos derivados del proceso de gelivación y coladas de solifluxión- han afectado sensiblemente a este territorio; la observación de materiales detríticos ordenados del tipo "grés lités" en ciertos lugares de la cuenca del Porcia y del Suarón, evidencian la acusada influencia del ciclo alternativo hielo-des-hielo (Lámina IXa). Entre las características más acusadas de estas acumulaciones de grés pueden destacarse las siguientes:

- Las acumulaciones de tipo grés-lités presentan variadas secuencias de horizontes y capas de escaso grosor, dispuestas en lechos superpuestos, más o menos paralelos y con una inclinación que oscila entre 5° y 30°.
- En el corte de Sela de Fabal, algunos horizontes presentan sensibles irregularidades que se manifiestan en una disposición no paralela y desordenada de sus lechos por la presencia de antiguos canales de esorrentia que han roto y

alterado la disposición de los lechos.

- Los lechos se encuentran crioturbados en varias acumulaciones; este aspecto festoneado es prueba evidente de un gelisol que ha actuado con sus cambios de volumen.
- Estratigráficamente, el techo de todas las acumulaciones lo constituye un derrubio subactual de características muy distintas a las de Grézes-litées, sin estratificación. Este derrubio truncala antigua topografía de las Grézes.
- Los depósitos de Grézes están escasamente cementados
- Granulométricamente, los elementos que componen las grézes-litées son muy homométricos, determinados por frecuentes oscilaciones de hielo-deshielo. Las medianas de grano oscilan entre 1,8 cm y 3,8 cm. Por el calibre del material, se pueden distinguir dos tipos de acumulaciones: "Grézes" y "Groizes" para aquellas formaciones estratificadas cuya evolución ha quedado paralizada antes de alcanzar una fragmentación más fuerte.
- Los valores morfométricos presentan desgastes muy bajos (Md Id comprendida entre 42 y 49), y los máximos están situados siempre sin excepción en la secuencia 0-50; en cuanto al aplanamiento la mediana es alta, en una litología que le es favorable, todos los histogramas son bajos y se extienden hasta valores de altos aplanamientos (3, 69-7,00).

- Las acumulaciones de grézes se encuentran situadas sobre cualquier sección de las vertientes; como puede observarse en la cartografía, la repartición de estas acumulaciones de origen frío se efectúa de manera diseminada por toda la zona.

Los derrubios estratificados de origen periglaciario, se encuentran situados en el occidente de Asturias a altitudes que oscilan entre los 274 m en el depósito de Sueiro-Sacadoira sobre la vertiente occidental del pico Redondo hasta los 641 m del depósito Balmonte-Castro en la vertiente oriental de pico de Castelo.

Estas formas periglaciares, favorecidas por el carácter litológico del país y su posición geográfica, permiten considerar las fundamentales etapas morfogenéticas que tuvieron lugar en la elaboración morfológica de la montaña asturiana.

Los valles y las vertientes ofrecen en algunos lugares el típico modelado periglaciario, valles asimétricos motivados por diferentes exposiciones de vertientes (fuertes inclinaciones en las de solana y pendientes suaves en las de umbria). Formas de vertientes convexas o alomadas en las cumbres, como resultado del fuerte mecanismo erosivo por gelivación, y cóncavas en la base como producto de grandes acúmulos de materiales detríticos, y con aspecto rectili -

neo en la parte media (Lámina IXb). En algunos casos particulares observables, a lo largo del perfil fluvial de esta zona -ejemplo: la Veguina, Santa Colomba...-, la vertiente ofrece irregularidades con rupturas de pendiente, por la presencia de replanos que corresponden a tipos de rocas de mayor resistencia a la ablación, tal y como sucede con los paquetes de cuarcitas.

En cuanto a la consideración cronológica no tenemos ningún dato preciso; la inexistencia de argumentos paleontológicos, que pudieran ser puestos en relación con estas acumulaciones, plantea ciertas dificultades; no obstante, la perfecta conservación de las formas periglaciares descritas y la falta de alteración en los materiales esquistosos parecen confirmar la datación como posterior a la última transgresión marina en el interglaciar Riss-Würm y en los últimos episodios fríos que acontecieron en Europa con ocasión de la glaciación Würm.

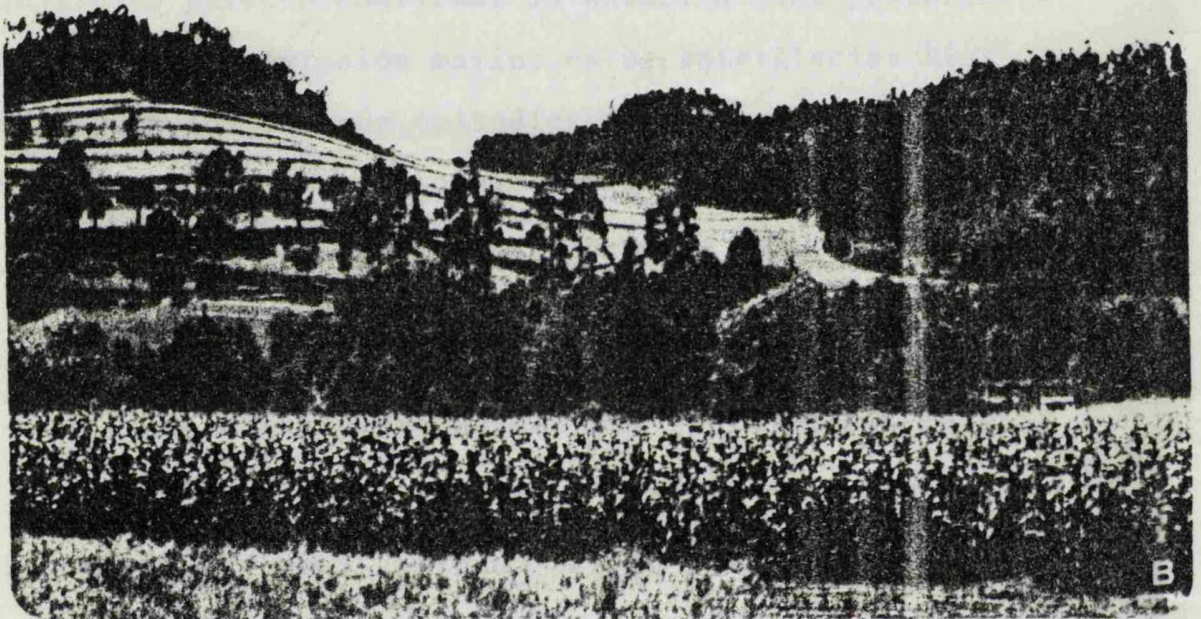
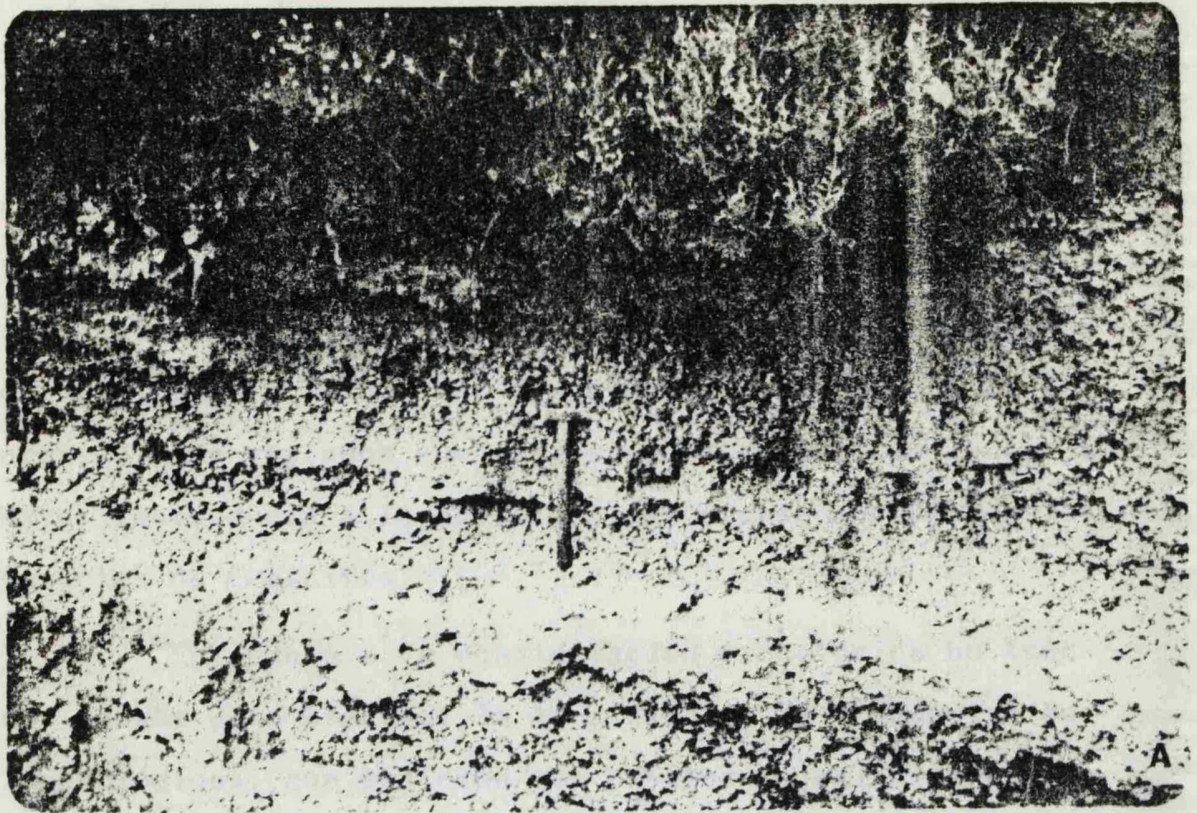
143

Lámina IX

- a) Sobre las laderas de las vertientes se observan, en las cuencas del Porcia y del Suarón, materiales detríticos ordenados del tipo "gréze-litée".
- b) Vertientes alomadas en las cumbres, como resultado del fuerte mecanismos erosivo por gelivación. Cuenca del Suarón.

"

144



la m. ix

145

PROCESOS ACTUALES EN
LA CUENCA - VERTIENTE DEL
PORCIA

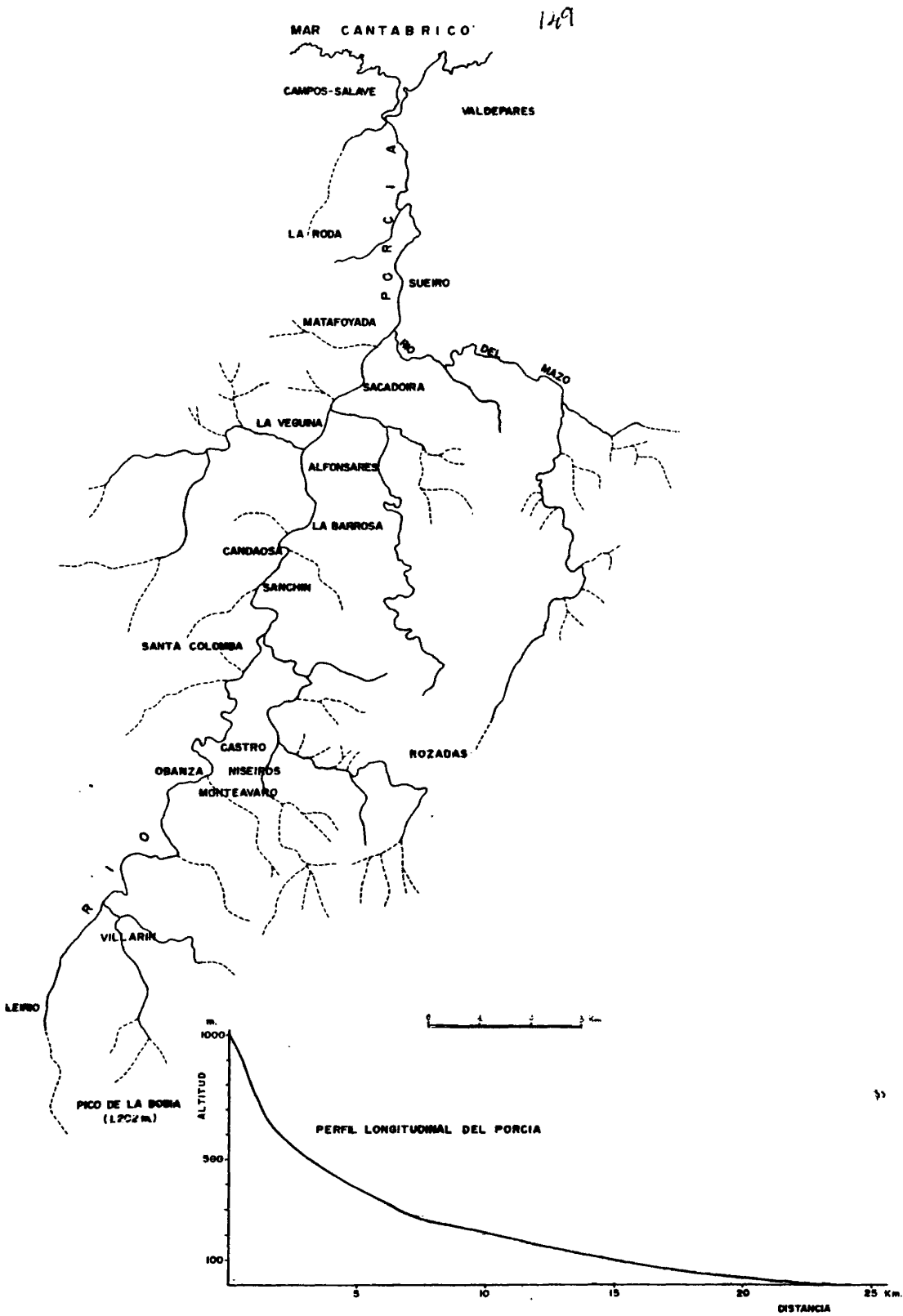
CAPITULO QUINTO

5.1. Introducción

Son muchos los términos morfológicos, a veces sinónimos, utilizados por diferentes geomorfólogos y sedimentólogos que han estudiado el ambiente fluvial y que representan distintas escuelas. De modo especial nos fijaremos en las características de los ríos meandriiformes, por ser estas las que correspondían al estudio que en este trabajo se presenta sobre los ríos Porcía y Suarón del Occidente de Asturias aunque en algunos tramos estos medios fluviales presentan ambientes anastomosados; ambos ambientes aparecen en general bien diferenciados por la secuencia, geometría y estructuras sedimentarias. A continuación sintetizamos las características fundamentales de la facies sedimentaria de estos dos ambientes del medio fluvial de acuerdo con la obra "Geología" (AGUEDA VILLAR y col.).

Ambiente anastomosado	Secuencia	Estructura sedimentaria	Geometría
	arenas, gravas y limos arcillosos	estratificación cruzada, laminación paralela y cruzada. Ripples transversos o linguoides. Presencia de surcos alargados en dirección de la corriente (flutes). Grietas de desecación.	canales y lentejones superpuestos. Barras alargadas arenosas. Baja sinuosidad de canales.
Ambiente meandriforme	arenas, limos arcillosos y lentejones de gravas. Pobre clasificación clastos.	canales con estratificación cruzada, tabular y en surco. Ripples en terminos finos y laminación paralela en limos. Grietas de desecación. Secuencias características	formas planas, base erosiva y gradual en techo. Lentejones y canales sección.

Fig.7. Cuenca-vertiente del Porcía. Perfil longitudinal del
Porcía.



Los elementos del medio sedimentario serán los mismos para los dos medios fluviales; el material, agua en movimiento; la energía, la energía cinética de la corriente de agua; geometría, la forma de la red de drenaje, límites del valle, pendientes y máxima superficie de inundación, influyendo la vegetación en la extensión de los depósitos de inundación.

Las características geométricas del canal reflejan un estado de equilibrio entre diversos factores, unos ajenos al Sistema del canal, por estar determinados por la litología, el clima y el relieve; otros propios al canal, y otros que dependen de ambos.

5.2.-La Cuenca y vertiente del Porcia

El río Porcia ocupa la porción occidental asturiana y más septentrional de la denominada "región natural astúrico-leonesa" (HERNANDEZ PACHECO, 1956); su cauce atraviesa una zona del Paleozóico inferior, muy monótona en cuanto a la litología (pizarras, cuarcitas, areniscas y cuarzos). Forma un curso de agua que desciende, con una longitud aproximada de veintiocho Km, desde el pico de la Bobia (1202m.) hacia el mar, rompiendo la uniformidad de la rasa o plataforma litoral cantábrica (Fig. 7). Su índice de sinuosidad (longitud del canal/longitud del calle) no llega a 1,5 sin embargo en su conjunto hemos considerado a este río como meandriforme, aunque presenta tramos en los que se comporta como recto-el canal está completamente lleno de agua (estado bankfull) y posee una escasa sinuosidad para una

distancia varias veces mayor que la anchura del canal-. En general los ríos rectos y meandriformes tienen mucho en común, sus perfiles longitudinales muestran una alternancia de pozas (pools) y someros "riffles" en los que suele darse sedimentación. En el río meandriforme, a lo largo de su cauce las pozas se dan en los puntos de inflexión del canal, mientras que los "riffles" se encuentran aproximadamente a mitad del camino de los puntos de inflexión.

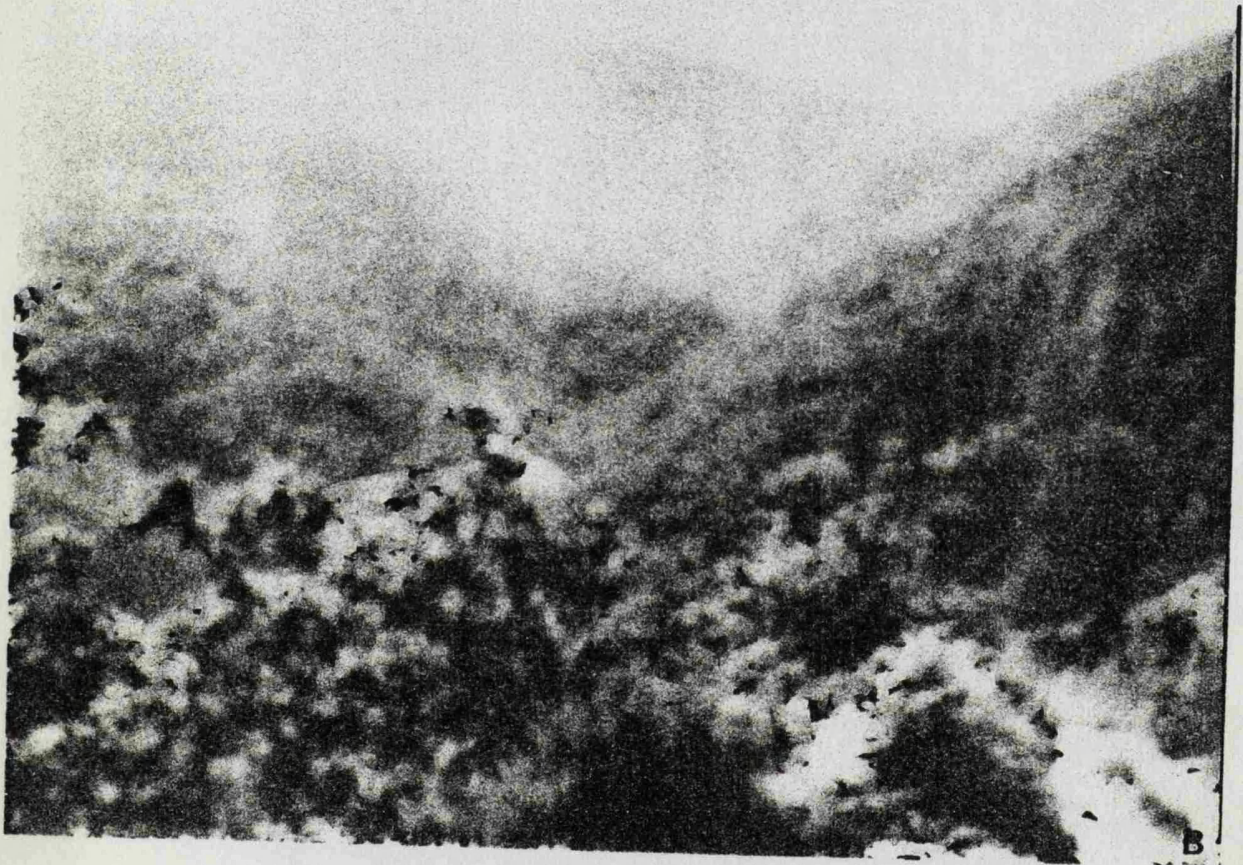
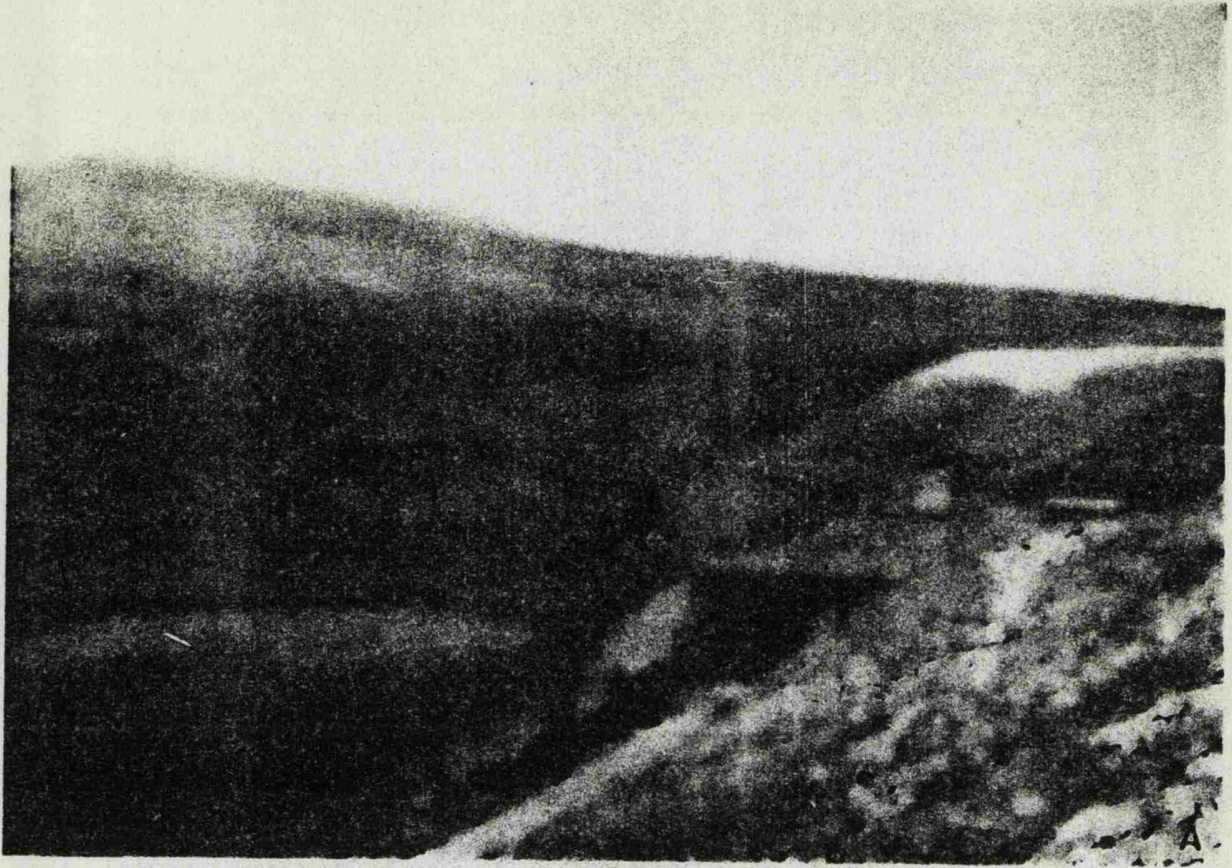
La cuenca del Porcia ofrece pocas ramificaciones; un conjunto de barrancadas con fuerte pendiente y pequeña longitud, dan lugar a arroyos de carácter continuo, que en sus tramos al tos resultan de la convergencia de varios colectores, generalmente intermitentes, de tercero y cuarto orden (Lámina X).

Como principal afluente solo hay que destacar el río Mazo, que nace aproximadamente a los 600 m de altitud entre los picos de Chao de Pereiras y Penedo de Abello (Carretera Ve gadeo-Boal, Km 27-28, cercanías de Rozadas), discurriendo por tramos agargantados, valles asimétricos y relieves suaves, al canzando su confluencia con el colector principal en los alre dedores de la aldea de Matafoyada.

A todo lo largo del curso fluvial del Porcia se presenta una alternancia de trechos constituidos por gargantas más o menos angostas y verticales y valles generalmente asimé tricos. ”

Lámina X

- a) Leiro. Nacimiento del Porcia, divisoria de aguas entre las cuencas vertientes del Porcia y Suarón.
- b) Barrancadas de fuerte pendiente, que originan arroyos que alimentan la cuenca del Porcia. Leirios, próximo a nacimiento Porcia.

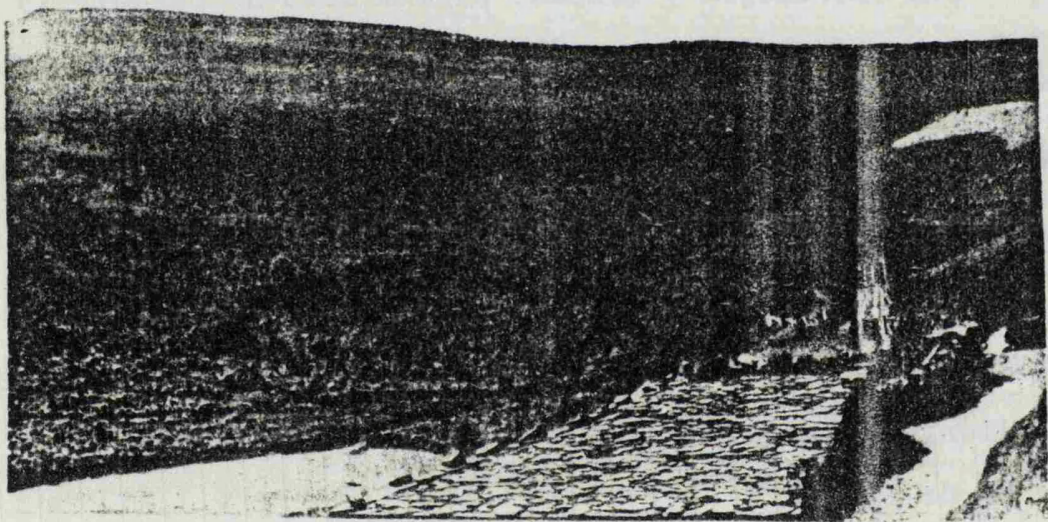
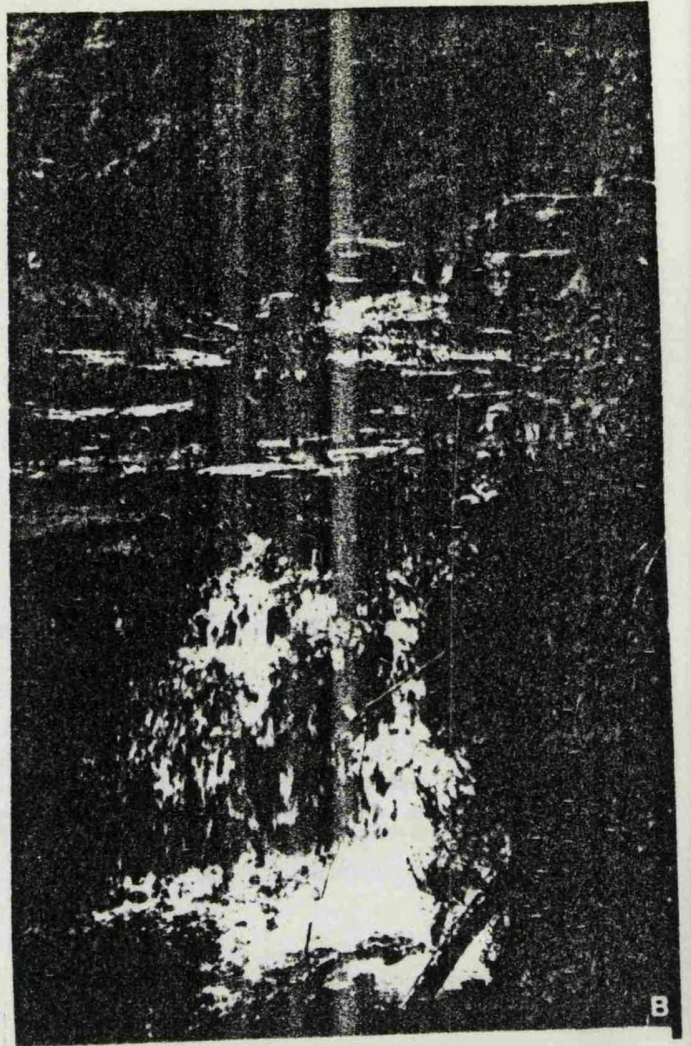


El cauce describe numerosos meandros con abundantes depósitos de materiales detríticos en bancos abandonados barras longitudinales y transversas y fuertes cantidades de carga aluvial de fondo (Lámina XIa); cada arco del canal forma un codo a modo de pequeño meandro que a su vez rodea una barra semilunar (point bar) por el margen convexo. Las pautas de flujo en un canal cruzado son helicoidales (LEOPOLD y WOLMAN, 1960) lo que condiciona la existencia de remolinos espirales en las orillas cóncavas y reduce la anchura eficaz de la corriente principal. Esta situación origina que la capacidad erosiva de los meandros se concentre en las zonas cóncavas, mientras que la sedimentación se localizará en las orillas convexas, dando lugar a las barras semilunares (point bars).

La transición gradual entre los ríos rectos y meandriformes se refleja entre las barras laterales y los point bars donde el flujo helicoidal es bien conocido, el material es erosionado en cada margen cóncavo y depositado en el siguiente point bar aguas abajo y no en la barra opuesta; salvo el tramo de cabecera más alto, con relieves medianamente ásperos, el resto de la cuenca del Porcia está constituida por elevaciones moderadas, de aspecto alomado, con fuerte erosión superficial y cumbres aplanadas con cresterías; ello motiva una sensible uniformidad del paisaje, sin poder establecer ningún acusado contraste entre los diversos tramos de la cuenca.

Lámina XI

- a) Valle del Porcia aguas abajo de Arco. Cauce con abundantes gleras, aterrazamientos de cultivo, vertientes con escarpe neto y rupturas de pendiente
- b) Afloramientos cuarcitosos y pizarrosos con rupturas de pendiente y caída de agua en el cauce del Porcia, aguas arriba de Leiro. ”
- c) Nacimiento del río Porcia en fondo de saco. Leirio (proximidades del Pico de la Bobia).



El perfil longitudinal del Porcia (Fig. 7) evidencia tres zonas diferentes en cuanto a la inclinación de la pendiente del cauce. Hasta los alrededores de la aldea de Leirio -aproximadamente 600 mts de altitud- la pendiente es muy fuerte, alcanzando una media de 120%. entre los 600 y los 240 m (esta última altitud localizada en las proximidades de las aldeas de Niseiro y Obanza) el descenso se suaviza, con pendiente media de 67%. finalmente, el tramo de aguas abajo de estos lugares y hasta la desembocadura en el mar, el descenso es gradual en un recorrido de 19 kilometros, con pendiente media de 26%. Como consecuencia de estos resultados el río tiene acusado carácter torrencial.

5.3.- Actividades morfogenéticas y manifestaciones morfodinámicas de la cuenca-vertiente

Nace el Porcia en un fondo de saco o anfiteatro de la vertiente nor-occidental del Pico de la Bobia, con fuertes pendientes (Lámina XI c).

En los alrededores de Leirio y hacia Villarín, la carga aluvial se distribuye en el cauce actual a manera de bancos abandonados, diques y barras formados por cantos y bloques de gran tamaño, que en las fuertes crecidas episódicas se modifican y recalibran. Ocupa el cauce todo el fondo del valle, con lecho mayor estacional y excepcional de grandes avenidas, rocosos y sobrecargados de material detrítico; marcadas rupturas de pendientes en los afloramientos con caída de aguas de 1-2 m

y acumulación en la base de la cascada de materiales en montón por bloqueo (Lámina XI b).

GILBERT (1914), SIMONS (1961), ALLEN (1965a, 1970), REINECK y SINGH (1973) han descrito las formas según las cuales se realiza el transporte en masa por el fondo del canal y sus relaciones.

Según ALLEN (1965a) la variación de las formas del lecho con el aumento de la intensidad del flujo es la siguiente:

- fondo plano sin movimiento de sedimentos
- Ripples o pequeñas ondulaciones
- dunas con pequeños ripples superpuestos
- formas de transición entre dunas y fondo plano
- fondo plano con movimiento de sedimentos
- antidunas estacionarias
- antidunas móviles

estas formas, a su vez componen otras mayores sobre el lecho del río que reciben el nombre de barras, y estas según su disposición en el canal y su forma reciben diversos nombres: barras semilunares (point bars), barras longitudinales, laterales y transversales. Los ripples, tienen una altura de pocos centímetros y una longitud de hasta 30 cms. pone el límite del tamaño medio del grano en 0,65 mm. Se dan en condiciones de flujo de baja intensidad, en regimen de flujo más bajo. Las dunas son iguales en forma a los ripples. Su longitud varía desde 60 cm. a varios metros. Su altura y longitud son directamente

proporcionales a la profundidad del agua. Normalmente alcanzan alturas de 1,50 m. Las condiciones de flujo que dan esta forma del lecho en dunas, son de intensidad alta en régimen de flujo bajo. Los ripples y las dunas forman trenes que tapizan el lecho del río. Cuando el río se ve obligado a sedimentar su carga, estas formas van siendo enterradas, dando por ejemplo como resultado la estratificación cruzada. Fondo plano es un lecho sin elevaciones o depresiones mayores que el tamaño máximo del material del fondo. Se da tanto en el régimen de flujo rápido, como antes de la iniciación del movimiento en forma de ripples. A ambos estados del flujo puede corresponder una laminación paralela. Las antidunas se producen en un estado de flujo supercrítico; de relieve bajo y pendientes suaves su forma es más simétrica que la de los ripples y dunas.

Corresponde el lecho del Porcia en la mayor parte de su recorrido a un cauce de fondo plano en régimen de flujo rápido, donde se observa movimiento de sus sedimentos, ya que con frecuencia existen bloques grandes emplazados sobre arenas y gravas, lo que indica un desplazamiento de los bloques aunque este sea lento.

Vertientes esquistas de acusadas pendientes, escarpadas, con talud vivo, que motiva fuertes rupturas y formación de replanos morfológicos a distintas alturas e inclinados hacia el curso fluvial (Lámina X) ; numerosas fragmentaciones en los afloramientos rocosos e infiltraciones, así como barrancadas con formación de colectores de segundo y tercer orden, de

régimen continuo o bien intermitente, unos encajados y otros más o menos superficiales, pero descargando todos en el colector principal.

Laderas de las vertientes con diferentes orientaciones, tapizadas de escombros la mayoría pizarrosos, descubren un posible periglaciario reciente, que puede alcanzar, con mayor o menor intensidad, hasta los momentos actuales. Aflora en la superficie de las vertientes el substrato rocoso con numerosos recorridos de fisuras o diaclasas, por donde circulan las aguas locales cubierto casi siempre por suelo cargado de materia orgánica o también por formaciones superficiales delgadas.

En las cercanías de Villarin el lecho mayor estacional se ensancha por socavación de orillas y presenta un fondo rocoso con varias rupturas de pendiente. Aguas abajo de Villarin, hacia las aldeas de Castro, Niseiro, Obanza y Monteavaro, la carga aluvial se distribuye también en bancos abandonados, diques y barras longitudinales y transversas que motivan en el cauce rupturas de pendiente; presencia de canales anastomosados entre cuyos espacios -formados por acumulaciones en montón por bloqueo - queda vegetación arbórea y de matorral. (Lám. XI bis)

En este tramo el Porcia obedece al modelo de ríos de canales anastomosados. Un río se considera anastomosado en el momento en que el agua fluye por lo menos en dos canales alrededor de una isla. Las condiciones favorables para la existencia de canales anastomosados parecen ser: la presencia de una abun-

dante carga detrítica de fondo, las pendientes acusadas (en el perfil longitudinal) y los caudales cuyas variaciones entre las situaciones de avenida y estiaje sean importantes. Las condiciones que han favorecido el cauce del Porcia para que en este tramo se comporte como anastomosado han sido fundamentalmente las dos primeras: abundante carga detrítica y pendientes acusadas, y de relativa escasa acción la tercera.

En este tramo el cauce es ancho y poco profundo y está subdividido en varios canales entrecruzados por barras longitudinales de material detrítico grueso.

La actividad morfogenética del Porcia en esta zona ha sido fuerte a través de crecidas violentas y episódicas que han producido modificaciones catastróficas; masas de aluviones arrancados por socavación de orillas y materiales tomados a las acumulaciones de fondo de valle.

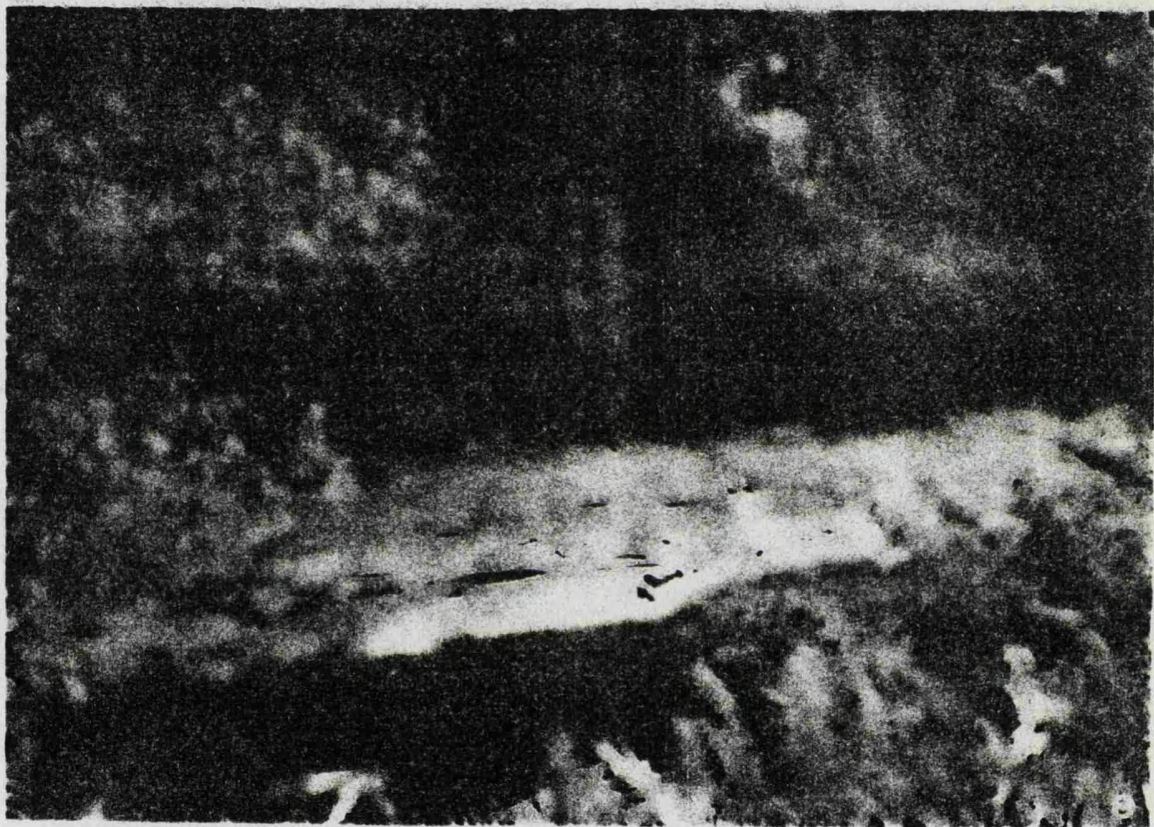
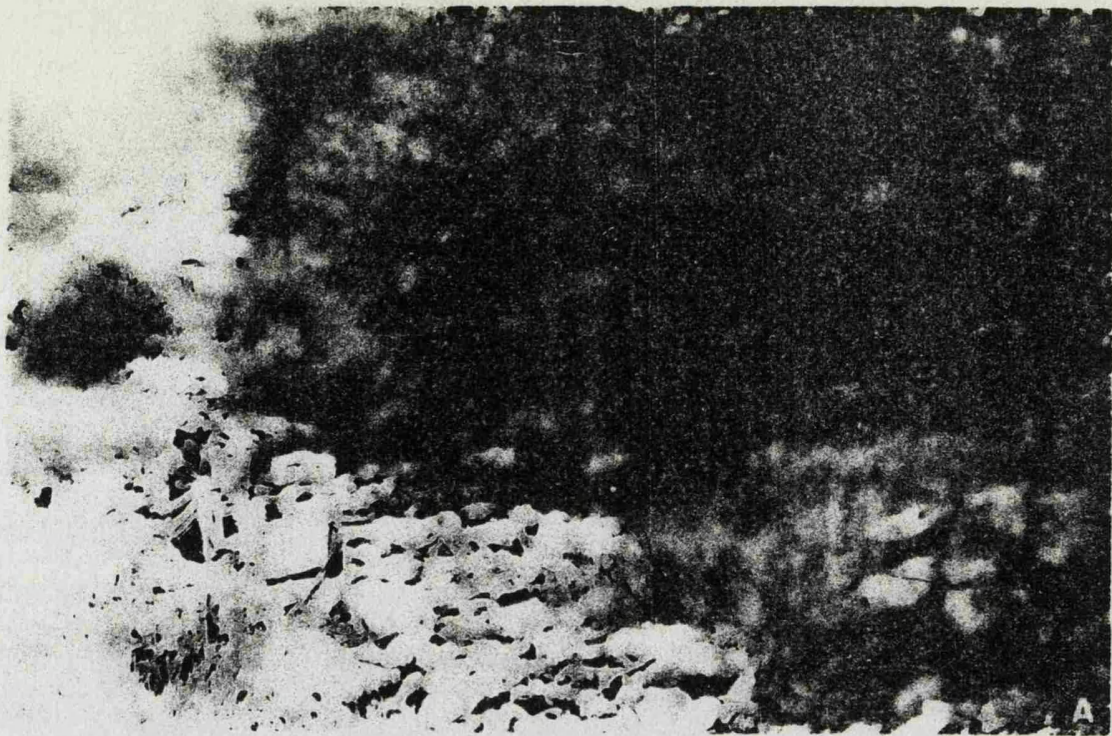
En el medio anastomosado predomina el material grueso, mientras que en el meandriforme son mas frecuentes los materiales finos; las acumulaciones de los canales anastomosados recuerdan a los abanicos de gravas, mientras que los meandriformes generan por migración lateral una secuencia característica la de "point bar" o barra semilunar que es recubierta por los depósitos de inundación.

LEOPOLD y WOLMAN (1957) señalan experimental y empíricamente como un río cambia de anastomosado a meandriforme en una distancia relativamente corta en función de ajustes locales,

Lám. XI bis

- A) Canales: anastomosados en las aldeas de Monteavaro y Castro, numerosos bloques arrancados a los aterrazamientos de fondo de valle en el cauce actual del Porcía. Acumulaciones en montón por bloqueo.
- B) Niseiros-Castro. Afloramientos cuarcitosos en el cauce actual del Porcía.

162



lam.xlBIS

y que ambos modelos són extremos de una variación continua. En general las variaciones entre los modelos dentro de un mismo río están condicionadas por su perfil longitudinal; los ríos anastomosados se dan en mayores pendientes.

Según estos investigadores el modelo anastomosado se desarrolla a partir de la sedimentación de una barra longitudinal central, construída con las partes gruesas que no pueden ser transportadas debido a condiciones locales. Esta fracción gruesa puede ser el núcleo de la barra, que a continuación crece formando una isla. La formación gradual de una barra lleva consigo una insuficiencia en los canales laterales. Para mantener la velocidad del flujo, el río erosiona la barra central y los márgenes originales del canal, al mismo tiempo se pueden encajar los canales laterales y la barra emerger como una isla que puede ser estabilizada por la vegetación. Después de la formación de esta isla los nuevos canales pueden volver a subdividirse de la misma manera.

Hacia Santa Colomba el cauce, de fondo rocoso y plano con afloramientos de cuarcita y mal calibrado, está constituido por un lecho mayor estacional con abundantes aluviones, distribuidos en montones y repartidos estos tanto en las orillas como en el centro del curso fluvial. Forma la carga aluvial un enlosamiento que al quedar roto origina escalones con pequeñas cascadas y acusadas rupturas de pendiente (Lámina XII a); en ambas márgenes terrazas de cultivo, con inclinaciones hacia el thalweg del río.

Glacis

En este tramo del Porcía, donde el río discurre próximo a Leirio, Arco, Villarín... las vertientes en el curso de su evolución cuaternaria, se regularizan y modelan bajo la acción de climas con ambientes esencialmente fríos y húmedos. En ocasiones las rampas en suave pendiente y de topografía relativamente regularizada formadas al pie de laderas más abruptas y accidentadas constituyen glacis. En algunas áreas más favorecidas del valle se han originado glacis más destacados.

En función del tipo de materiales que afloran en la superficie de estas rampas, se puede afirmar que en este valle se manifiestan las tres categorías de erosión, detríticos y mixtas. Estos glacis se encuentran más o menos incididos por los colectores -arroyos y barrancos- del Porcía. En sus perfiles topográficos suelen intervenir los siguientes elementos:

- En la sección superior de cada glacis puede existir un talud pronunciado, labrado en las masas cuarcíticas del Ordovícico medio o puede ser gradual

- La consiguiente concavidad va experimentando pérdida paulatina en grados de inclinación hasta que en los más regularizados la topografía se hace casi horizontal.

La mayoría de las veces estos glacis de erosión aparecen cubiertos de cantos lo que origina un glacis eminentemente detrítico, donde las características de sus cubiertas son muy similares en general; se trata de acumulaciones heterométricas con gruesos fragmentos, incluso en el tamaño de bloques, siempre en relación con las cresterias de cuarcitas que

coronan estos parajes. Generalmente no existe paso de los materiales detríticos de los glaciares a las formas fluviales.

Los materiales que afloran en la superficie de los glaciares muestran escaso desgaste; los elementos parecen haber sido arrastrados sobre las vertientes por solifluxión. Se trata de regularización de vertientes en las que las acumulaciones de los glaciares forman en algunos lugares glaciares-terrazas.

Uno de estos glaciares es el de Villarín, próximo al nacimiento del Porcía:

-Glacis (Villarín)-

Glacis con variaciones de pendiente desde su origen hasta su terminación, no solo en función de la distancia sino también de la roca in situ y de las formaciones superficiales que dan lugar a replanos, alternando con pendientes que varían de los 45° hasta los 30°, se apoya el glacis sobre un relieve dominante tal como es la Bobia teniendo un perfil longitudinal concavo, la pendiente desciende gradualmente desde lo alto hacia abajo probablemente con una diferencia de unos 15°, la extremidad de abajo termina en forma concava con fuerte ruptura de pendiente debido al encajamiento de un arroyo. El glacis no se adapta a la capa aluvial del valle, los materiales que recubren el substrato cuarcítico-pizarroso jalonan el glacis y están aproximadamente constituidos por bloques pequeños y cantos rodeados de una arena limosa en todos los puntos del recorrido, por ello las inclinaciones son débiles y solo se presentan fuertes en la ruptura de pendiente debida a los escarpes de cuarcitas. La pendiente del glacis donde aflora el sub-

estrato es inferior al glacis de material detrítico. El glacis se establece sobre la roca in situ y el accionamiento del aplanamiento es por formación de materiales detríticos a partir de la roca coherente por meteorización o alteración de los paquetes pizarrosos y posterior acarreo del material detrítico alterado, siendo la meteorización resultado de la litología pizarrosa y un paleoclima periglaciario.

El glacis es de tipo mixto (glacis rocoso y glacis detrítico) encontrándose en mayor proporción el material detrítico que los afloramientos rocosos, es un glacis mixto de transición a glacis detrítico donde aflora en relativamente pequeña proporción el sustrato, el espesor de los arrastres viene a ser aproximadamente de 1 a 3 mts, siendo de carácter autóctono y se disponen a lo largo de un valle encajado en los relieves. Los materiales arrastrados rellenan huecos del sustrato rocoso.

El glacis y los relieves dominantes están formados por las mismas rocas, la superficie de acumulación es bastante aplanada y alomada. Aportes detríticos producidos en parte por gelificación rellenan las pequeñas torrenteras del glacis. Existen lechos de lentillas aplastadas, los cantos son muy poco usados, no hay paso de glacis a formas fluviales. El contacto entre el glacis y el relieve dominante pasa gradualmente bajo una forma concava con pendiente suave, existen diversas rupturas de pendiente que coinciden con los escarpes de cuarcitas a veces de tres y cuatro mts.

En el tramo de Cerolleiro, Obanza, Monteavaro, Niseiros..., las vertientes muestran convexidad en su parte superior,

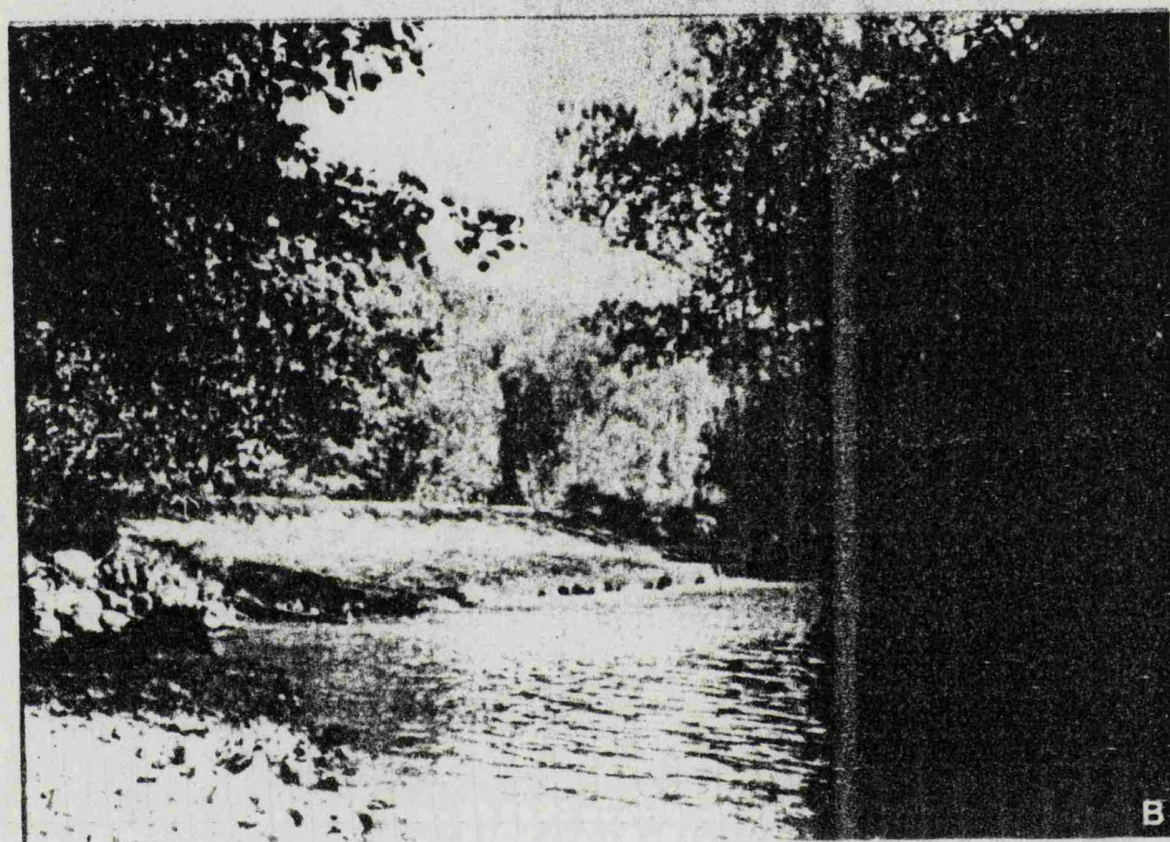
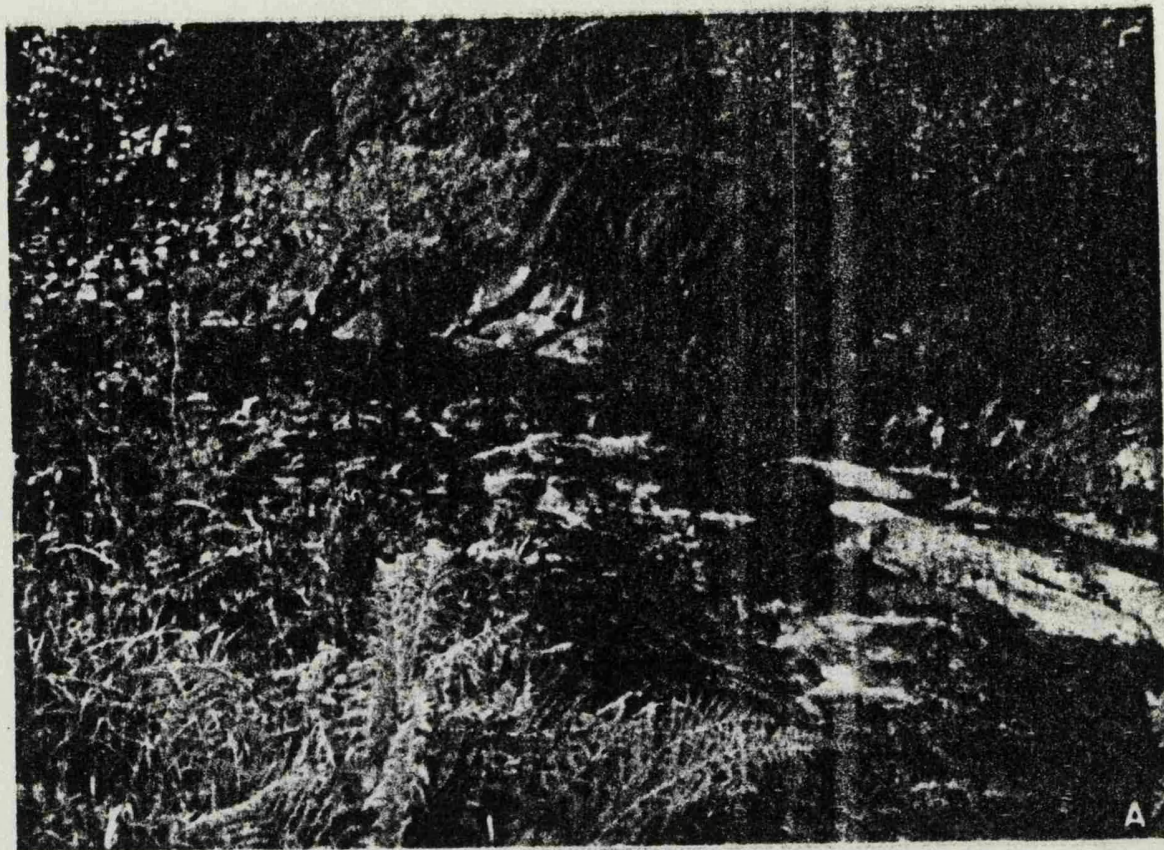
donde su contacto con la cresteria cuarcitosa culminante se efectua con escarpes netos, lo cual provoca taludes de fuertes pendientes, cuya acción se testimonia con la frecuente presencia, a lo largo y al pie de las vertientes, de derrubios de ladera cuarcítico-pizarrosos que son el resultado de los fuertes escarpes, la inclinación de la pendiente y la rigurosa exposición en zonas de umbria. Estas vertientes convexas con mayor pendiente en su parte baja que la alta se han originado por fenómenos de creep y reptación, debido que hacia la base de la ladera el espesor del manto de alteración se engrosa progresivamente, siendo por tanto necesaria una mayor pendiente que permita la eficacia de estos mecanismos; capaz de asegurar la evacuación hacia abajo de los materiales superficiales. Estos procesos se ponen de manifiesto en la inclinación ladera abajo que a veces presentan los troncos de árboles, observándose curvaturas en los mismos tratando de mantener la verticalidad distorsionada por estos fenómenos.

Junto a esta convexidad de la parte superior de las vertientes, hay que mencionar la existencia de segmentos y formas cóncavas al pie de las laderas en las proximidades de los cauces, donde se acusa la presencia de abundantes materiales detríticos de bloques, cantos, grava y materiales finos.

Es de destacar el papel tan importante que a lo largo de las vertientes adquiere la vegetación que encuentra un soporte edáfico adecuado, a la vez que actua como retención de la humedad y detiene la fuerte erosión.

Lámina XII

- a) Escalones con pequeñas cascadas y acusadas rupturas de pendiente en el cauce actual del Porcia.
- b) Presa vertedero construida artificialmente en el cauce del Porcia, en las proximidades de Sueiro.



En el sector comprendido entre Niseiros y Santa Colomba, el cauce presenta una serie de tramos agargantados con codos o pequeños meandros. Cada arco del canal forma un meandro que a su vez rodea una barra semilunar por el margen convexo. La barra semilunar está formada por crestas y depresiones conformes con la curvatura del canal; el flujo cruzado sobre el lecho disminuye de intensidad sobre el banco convexo y es el mecanismo responsable de la sedimentación sobre esta formación fluvial. Los depósitos de la barra son tan potentes como el canal es de profundo y en general presentan granulometría gruesa, dado el alto volumen de bloques, cantos, grava y arena que transporta el río Porcía.

Los tramos agargantados alternan con valles asimétricos; una de las vertientes queda casi regularizada, con pendientes de aproximadamente 35° - 40° , en cuya base se forman replanos morfológicos de erosión, terminando en un alto escarpe abrupto hacía el encajado cauce del río y que recuerdan los "golets" de acciones periglaciares (ASENSIO AMOR y GOMEZ MIRANDA, 1980). Sobre la vertiente más o menos regularizada aflora el substrato que queda cubierto por formaciones superficiales arrastradas por solifluxión y se forman abarrancamientos, que dan lugar a arroyos (A^o Balmonte y A^o Braña Jual) encajados y de carácter intermitente.

Aguas abajo de Santa Colomba, el curso fluvial del Porcía establece su recorrido en aproximadamente siete kilómetros por las aldeas de Sanchin, Candaosa, La Barrosa, Alfonsa-

res, hasta alcanzar la Veguina; en este tramo medio del río, el cauce apenas excavado ofrece un lecho mayor estacional de 8-10 m de ancho, en general mal calibrado, con grandes acumulaciones de cantos y bloques en bancos abandonados y diques que motivan rupturas de pendientes; cauce a fondo plano y rocoso, con presencia en algunos lugares de afloramientos cuarcitosos, no sólo en la sección sino también en las márgenes; presencia de pequeñas presas vertedero, construidas artificialmente con el mismo material grueso que forman las acumulaciones depositadas en el cauce actual (Lámina XII b). Las formas del lecho son sobre todo las barras transversas formadas por cantos y gravas.

En este tramo alternan espacios de fuertes meandros como el de La Barrosa, con otros rectos donde el río presenta escasa sinuosidad, para una distancia varias veces mayor que la anchura, tal es el caso de la Veguina (Lámina XX) desde un punto de vista sedimentológico los tramos rectos se reconocen por la ausencia de criterios de flujo helicoidal, que caracteriza los depósitos de barras semilunares de los ríos meandriformes, o de disponibilidad de canales, sobre el lecho de los ríos anastomosados. El flujo helicoidal en estas barras es bien conocido no así la transición que debe existir entre el tipo de flujo correspondiente a una barra lateral y el flujo helicoidal bien desarrollado de las barras semilunares, y es de suponer que los sucesivos depósitos posean características transicionales.

En ambas márgenes del río aparecen terrazas de cultivo con ligera inclinación hacia el curso fluvial y que son anegadas por las aguas en las grandes avenidas; en ellas aparecen aluviones constituidos por materiales gruesos y medios del mismo tipo que los del cauce actual y cubiertos por una capa de limos de espesores muy variables. Las crecidas son episódicas; la última avenida fuerte tuvo lugar a primeros de Septiembre de 1969 en la que los puentes de madera existentes en esas fechas, fue ron arrastrados por las aguas; actualmente se han construido puentes de material refractario, con la anchura del cauce y con una sola luz de 4 m. Las orillas del cauce han sufrido modificaciones relativamente catastróficas; existe ensanchamiento del cauce por socavación de las márgenes, haciéndolas retroceder y dejando al descubierto el material grueso. En consecuencia la actividad morfogenética ha sido fuerte en este tramo fluvial.

ALLEN (1965a) y SELLEY (1977) se pronuncian sobre los ambientes fluviales y los agrupan en dos principales: depósitos de canal y depósitos de desbordamiento, ambos aparecen representados en este tramo medio del Porcia.

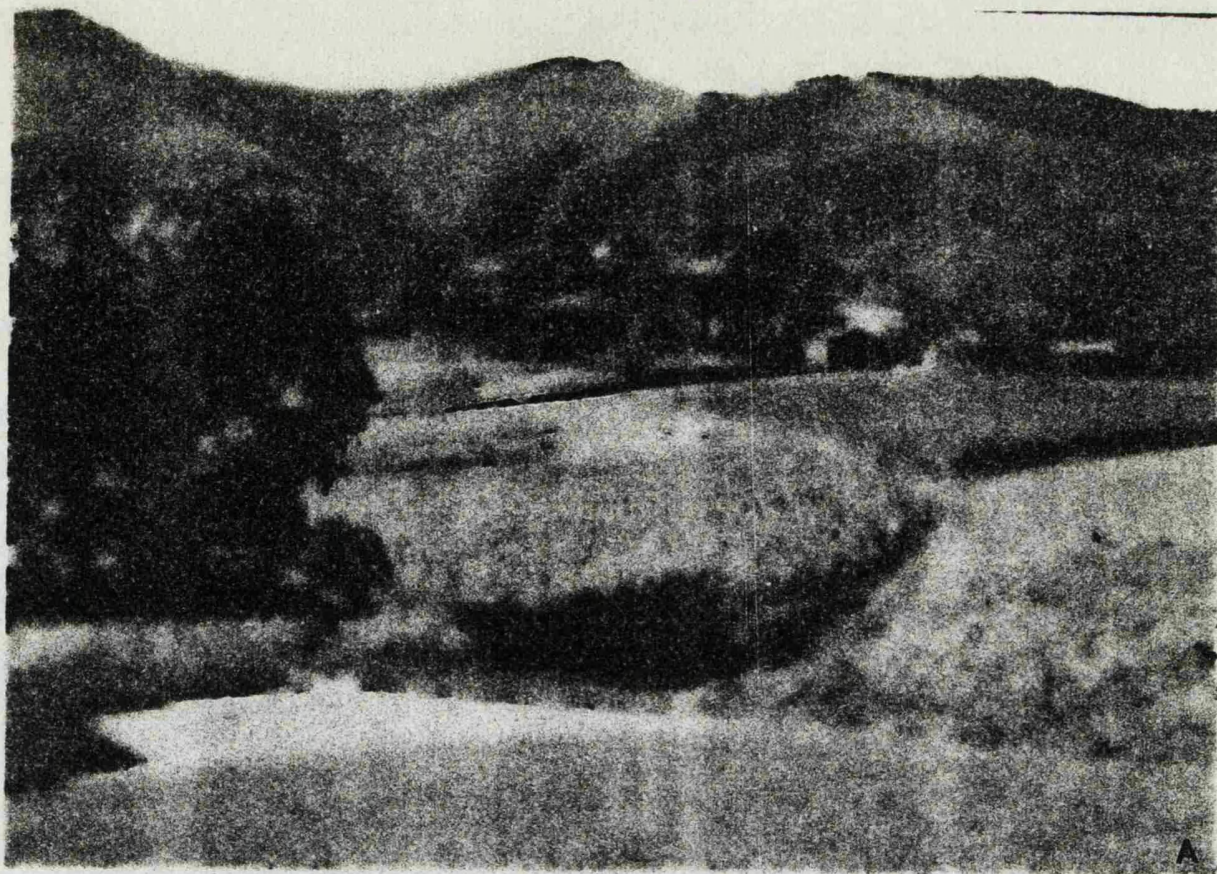
Los depósitos de fondo de canal representan el material más grueso disponible en el río que es movido solamente en los altos estados de flujo.

Forman parte también de los depósitos de canal los de acreción lateral y longitudinal cuyas manifestaciones las encontramos a lo largo de toda la red fluvial.

Lámina XIII

- a) Replano morfológico y núcleo de resistencia a la erosión que obliga a formar un meandro a la cuenca del Porcía en las inmediaciones de Castro.
- b) Valle asimétrico con vertiente regularizada parcialmente. Glacis detrítico, cuyos materiales fosilizan un nivel de terraza fluvial del Porcía (Matafoyada).

175



lam. XIII

Los depósitos de desbordamiento: marginales y llanuras de inundación prácticamente no existen en la cuenca del Porcía ya que las grandes avenidas son muy episódicas y el río vuelve rápidamente a su cauce.

Desde los depósitos de fondo de canal hasta los correspondientes a la llanura de inundación la granulometría va decreciendo.

Esta misma relación existe entre las estructuras sedimentarias, las que rellenan el canal son de mayor energía que las existentes en los depósitos de desbordamiento marginales, que a su vez, son de mayor energía que las de la llanura de inundación, que se presenta con muy poca frecuencia en esta cuenca fluvial.

Las vertientes son esquistas, de litología cuarcítica y pizarrosa, con fuertes pendientes y afloramientos rocosos que dan lugar a escarpes vivos. Laderas con escombros de materiales gruesos y finos, y abarrancamientos unos superficiales, otros relativamente profundos, que constituyen arroyos cuya dinámica arrastra materiales hacia el colector principal. Existen replanos morfológicos con afloramientos de cuarcitas como núcleos de mayor resistencia a la erosión (Lámina XIIIa).

El mecanismo más frecuente de accionamiento de vertientes es el desprendimiento de tierras; las manifestaciones geomorfológicas aparecidas después de los fuertes chubascos episódicos en las grandes avenidas, son las socavaciones de las márgenes

de los cauces y los deslizamientos del terreno que afectan a las vertientes y que producen excavaciones en forma de herradura.

El tramo final del Porcía, aproximadamente aguas abajo de Sacadoira, ofrece un cauce de caracteres semejantes a los ya mencionados en el tramo anterior; lecho mayor estacional de variable anchura, relativamente calibrado, a fondo plano, con abundantes aluviones acumulados en bancos, barras y diques, manifestando claramente una sobrecarga de acarreos. Aguas abajo de Sueiro lecho de fuertes avenidas, con carga aluvial distribuida en canales anastomosados y con materiales de carácter más homométrico, sin grandes bloques.

En ambas orillas terrazas de cultivo a diferentes alturas sobre el cauce actual del río, En ciertos sectores del curso fluvial el valle es asimétrico; una de las vertientes presenta fuertes pendientes y escarpes rocosos que descienden hasta el mismo cauce, mientras que la otra se encuentra sensiblemente regularizada, asentandose en ella los cultivos y caserios de las aldeas. En los niveles más bajos aterrazamientos a 1-3 m con materiales detríticos cubiertos por la vegetación, de análogas características a los de la carga aluvial actual, considerando se esta como procedente del material de los aterrazamientos al encajarse el cauce actual en ellos. Actividad morfogenética muy acusada; ensanchamiento de cauces por socavación de orillas que retroceden y dejan al descubierto el material de acarreo.

Vertientes muy próximas a la regularización, si bien con muy poca uniformidad por la presencia de afloramientos cuar

citados como núcleos de mayor resistencia y que constituyen replanos morfológicos. Formación de barrancadas con cursos de agua intermitentes y poco encajados, que descienden hacia el colector principal; numerosas fragmentaciones rocosas e infiltraciones a través de diaclasas y fisuras que permiten la circulación de aguas locales. Las formas del relieve están en relación con los procesos fluviales y arrastres de vertientes por solifluxión; las vertientes han sido sometidas a este mecanismo y posteriormente, a encajamientos de colectores secundarios. Presencia de desprendimientos del terreno que a veces originan cabeceras en forma de saco, de pequeños arroyos. Las vertientes más o menos regularizadas constituyen glaciares detríticos, cuyos materiales de naturaleza litológica local jalonan las laderas e incluso fosilizan algunos niveles de terrazas (Lámina XIII b). Presas vertedero artificiales con compuertas laterales para desviación de aguas y regadíos.

Sobre las vertientes de esta zona del occidente de Asturias actúan diversos factores:

- de tipo estructural, fundamentalmente litológico y tectónico
- Cambios en el modelado de las vertientes debido a condiciones climáticas.
- la instalación de acumulaciones de ladera sobre la superficie de las vertientes.

La litología interviene mediante el espesor de las capas y su resistencia a la erosión. Señalamos aquí la existencia

de una formación culminante cuarcitosa resistente y un conjunto de paquetes de cuarcitas y pizarras estas últimas menos resistentes con mayor facilidad para la erosión y alteración, que provoca una erosión de tipo diferencial donde en algunos lugares destacan los núcleos de resistencia de las cuarcitas sobre las pizarras; registrándose a veces alternancia de bancos resistentes de cuarcitas y otros frágiles a la erosión de pizarras y areniscas, lo que origina perfiles irregulares en las vertientes.

Las pizarras y cuarcitas trabajadas por la erosión diferencial han dado lugar a un relieve, en el que sobre las pendientes, destacan los ásperos crestones de cuarcitas.

Sin embargo mayor eficacia, aún, tiene en el modelado de los grandes rasgos del relieve la tectónica. ALBERTO MARCOS 1973, señala tres fases de deformación durante la orogenia hercínica a las que hemos dedicado mayor extensión en el capítulo tercero y que ahora resumimos brevemente.

- Durante la primera fase de deformación hercínica, las estructuras mayores originadas son pliegues siempre vergentes al Este, de eje N-S y estilo similar, cuya geometría varía de W a E de pliegues isoclinales acostados a pliegues muy asimétricos dotados de flancos alternativamente largos y cortos. La edad de esta primera fase puede considerarse bretónica.

- En el transcurso de la segunda fase se originan grandes cabalgamientos, que cortan a los grandes pliegues preexistentes de la primera fase y comportan estructuras menores aso-

ciadas. La edad de esta segunda fase es probablemente intrawestfaliense.

- La tercera fase de deformación representa un cambio completo de estilo; da lugar a la formación de pliegues de diverso orden de dimensiones y es la responsable de la mayor parte de las grandes estructuras que actualmente se diferencian en la cartografía. Estos pliegues presentan vergencias "retro" (hacia zonas internas) o poseen plano axial vertical. Todas las estructuras de primera y segunda fase son deformadas en el transcurso de esta tercera fase. La edad de esta tercera fase apunta hacia el límite Westfaliense C-D.

Despues del desarrollo de estas tres fases principales, la estructura de la cordillera hercínica se encuentra prácticamente establecida. Con posterioridad a esta tercera fase según ALBERTO MARCOS, 1973 solamente existen deformaciones tardías (diaclasa, fallas o flexiones de amplio radio de curvatura) que no modifican la arquitectura del conjunto.

Asi pues alcanzan especial relieve los procesos mecánicos tan acentuados en esta zona, donde la tectónica ocupa un lugar primordial; zona de numerosas fragmentaciones rocosas, que permiten la circulación de aguas locales siendo sumamente frecuentes las infiltraciones.

Junto a las condiciones estructurales fundamentalmente de tipo litológico y tectónico, actúan otros factores sobre las vertientes del occidente de Asturias: los cambios climáticos y la instalación de acumulaciones de ladera sobre la super-

ficie de las mismas.

Estas formaciones coluviales estan integradas por cantos y bloques de naturaleza cuarcítica y pizarrosa, procedentes de las cresterias de cuarcitas que coronan los relieves de esta zona. La matriz suele ser arenoso-limosa con algunos porcentajes de arcilla de tonalidades pardas o rojizas; en estas acumulaciones de laderas aparecen con frecuencia soltura en los materiales, debida en algunos casos a fenómenos crioclásticos, dado que son muy frecuentes las manifestaciones frías.

Prescindimos aquí del estudio de formaciones típicamente periglaciares, que han sido tratados en el capítulo dedicado exclusivamente a este tipo de formaciones y que han generado acumulaciones típicas de climas fríos como es el caso de los depósitos de "grézes-litées", donde el carácter más indicativo sería la acentuada gelifracción que evidencia la relación de estas acumulaciones con las frías acontecidas en Europa durante el Cuaternario reciente (Würm).

Los mecanismos de transporte que han tenido lugar a través de las vertientes han sido -gravedad, solifluxión, deslizamientos en masa, arrollada difusa y concentrada-.

Los derrubios gravitatorios no es lo más frecuente en el marco de la zona que estamos estudiando, sino más bien son mantos de cantos y bloques pequeños protegidos por la espesa vegetación existente en las vertientes, la cual debe de ser conservada con objeto de evitar desprendimientos del terreno.

Gran parte de estos materiales se encuentran localizados a lo largo de escarpados relieves de afloramientos cuarcítico-pizarrosos de la Serie de los Cabos, cuyos estratos están fuertemente tectonizados, fenómeno que sin duda favorece los fenómenos crioclásticos.

La presencia de escombros o derrubios de laderas no podemos atribuirlo tanto a efectos gravitatorios como a la existencia de vertientes periglaciares con ciclos hielo-deshielo, donde se dan abundantes fenómenos de solifluxión y deslizamientos en masa.

La composición granulométrica de estas acumulaciones de ladera, presentan gran diversidad de tamaños, en general las medianas de grano se sitúan en el tamaño de cantos medianos y centilos altos; la composición litológica es muy monótona cuarcitas, pizarras, areniscas y grauwas y ocasionalmente algunos cortos porcentajes de elementos de cuarzo que en su mayoría proceden de los filones que con frecuencia se encuentran atravesando a cuarcitas y pizarras.

Morfométricamente son muy similares entre sí, medianas de bajo índice de desgaste; el aplanamiento es siempre bastante alto por tratarse de rocas esquistosas y alcanza los valores máximos en aquellos depósitos donde la gelifracción se manifiesta de forma acentuada. La mediana de disimetría indica un alto grado de rotura.

En varios lugares -La Barrosa, Candaosa...- se producen desprendimientos de terreno sobre la carretera Porcía-La

gar, se trata de fragmentos rocosos liberados de la superficie de la ladera que va por la margen derecha del Porcía, se trata de vertientes abruptas donde por mecanismos de alteración y meteorización se desprenden clastos y bloques, quedando las laderas cubiertas por un talud de derrubios, de aquí la importancia de mantener la vegetación en todas estas vertientes pues gracias a ella se consigue frenar en parte estos desprendimientos de terreno. El origen de este fenómeno dinámico, referido tanto a superficies amplias como a zonas de pequeña magnitud, puede ser motivado por acciones internas (seismos), o simplemente por agentes de la dinámica externa, a causa de intensas lluvias que saturan el terreno y reducen su resistencia interna por debajo de ciertos límites de seguridad y como consecuencia del aumento en el contenido de humedad. En algunos casos, como ocurre en este sector, el aspecto geomorfológico de la región favorece los movimientos de tierras, especialmente cuando las laderas de los relieves acusan fuertes pendientes, además la naturaleza de estas, también influyen en la diversidad de características de los deslizamientos.

Resumiendo las vertientes de la zona occidental asturiana, presentan los siguientes rasgos geomorfológicos:

- Pliegues orientados de N a S, que forman sierras como las que hacen la divisoria entre el Eo y el Navia, en las que se hace visible un relieve donde pizarras y cuarcitas ofrecen aspecto de erosión diferencial debido a su diferente litología.

- Descenso hacia el mar muy pronunciado a través de una gradería montañosa por donde se han abierto paso ríos como el Navia, Porcía, Suarón y Eo que en su recorrido forman abundantes meandros.

- Paisaje litológico monótono de cuarcitas y pizarras del paleozoico, encontrándose depósitos de una u otra litología, clara indicación de la distribución de cuarcitas y pizarras en paquetes.

- Índice de desgaste bajo, con intenso aplanamiento -aunque por tratarse en gran medida de pizarras, areniscas y cuarcitas, el índice de aplanamiento no es altamente significativo-, elevada disimetría, resultado de un fraccionamiento intenso.

- Fuerte heterometría con presencia en algunos lugares de bloques de gran tamaño.

- Materiales en masa dispuestos de forma caótica sin estratificar que cubre a las vertientes.

- Matriz arenosa-limosa, que en algunos lugares falta.

- Presencia de glaciares generalmente de tipo mixto que apoyados en la Bobia se extienden de forma lineal e irregular hasta alcanzar en algunos lugares a los materiales de la rasa y fosilizarlos.

5.4. La carga aluvial actual (Cuadros I y II)

Los caracteres sedimentológicos que ofrecen las acumulaciones de materiales actuales, permiten establecer algunos aspectos de la dinámica fluvial.

La naturaleza litológica de los aluviones es fundamentalmente cuarcítica; su presencia en la carga aluvial es mayor de las tres cuartas partes del conjunto transportado su distribución en el espectro muestra, en la mayoría de los depósitos, dos máximos para los grupos de cantos pequeños y medianos, alcanzando mínimos porcentajes en tamaños de bloques, entre los que se encuentra el centilo. Esta consideración se atribuye al carácter petrográfico de la propia cuenca y como veremos al estudiar las acumulaciones antiguas, también es debido a la abundancia de este elemento litológico en los depósitos de terrazas fluviales.

Las pizarras están presentes en porcentajes inferiores al 30%, con grandes variaciones de unos depósitos a otros y sin perder su escasa frecuencia a lo largo del curso fluvial. (Cuadro I).

CUADRO I

[illegible]

CUADRO I (continuación)

DEPOSITOS		LITOLOGIA Y GRANULOMETRIA										
		ESCALA DIMENSIONAL cm.										
		2-4	4-6	6-8	8-12	12-16	16-24	24-40	40-60	60-80	Md	Ce
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	cm	cm
Alfonsares												
Dep. I	C%	22	28	25	13	5	2	1	—	—	6,0	33,5 (C)
	P%	1	2	—	—	—	—	—	—	—		
	Q%	—	1	—	—	—	—	—	—	—		
Dep. II	C%	22	15	4	9	8	10	12	2	—	8,0	82,0 (C)
	Q%	3	2	4	1	3	2	1	—	—		
	P%	2	—	—	—	—	—	—	—	—		
La Veguina												
	C%	21	13	14	10	4	4	4	—	—	6,9	82,0 (C)
	P%	2	4	3	9	4	3	2	—	—		
	Q%	1	1	—	1	—	—	—	—	—		
Sacadoira												
	C%	12	26	15	25	7	5	1	—	—	7,3	90,0 (C)
	P%	1	3	1	3	—	—	—	—	—		
	Q%	—	1	—	—	—	—	—	—	—		
Sueiro												
	C%	15	24	14	25	11	3	—	—	—	6,6	42,0 (C)
	P%	1	1	—	—	—	1	—	—	—		
	Q%	1	1	—	1	1	1	—	—	—		

CUADRO I (continuación)DEPOSITOSLITOLOGIA Y GRANULOMETRIAESCALA DIMENSIONAL cm.

2-4	4-6	6-8	8-12	12-16	16-24	24-40	40-60	60-80	Md	Ce
%	%	%	%	%	%	%	%	%	cm	cm

Puente Ctra

general

C%	2	12	26	42	7	1	—	—	—	8,5	24,3 (C
P%	1	—	1	1	—	—	—	—	—		
Q%	—	1	1	4	1	—	—	—	—		

Desem.

Porcia Playa

C%	7	32	21	12	1	—	—	—	—	5,8	27,0 (C)
P%	—	1	1	—	—	—	—	—	—		
Q%	12	3	4	1	—	—	—	—	—		
Gr%	2	1	1	1	—	—	—	—	—		

C = cuarcitas

P = pizarras

Q = cuarzos

Gr = granitos

Md = mediana de grano

Ce = centilo

Los cuarzos son muy escasos, llegando sólo su presencia a porcentajes menores del 7%, salvo en los depósitos playeros donde alcanzan porcentajes alrededor del 20%, probablemente por concentración al destruirse las pizarras por accionamiento intenso y prolongado de la dinámica marina o bien por aportes de acumulaciones playeras.

Fuerte heterometría de todos los depósitos, con mediana de grano relativamente alta y también elevado valor de centilo, lo que manifiesta acusado grosor de las acumulaciones.

A pesar de que la composición genulométrica es bastante semejante en todo el curso fluvial, existe recalibrage a lo largo del mismo; este fenómeno es puesto en evidencia en los depósitos de Alfonsares situados a 100 m. de separación uno del otro; la composición y distribución de tamaños de ambos depósitos es diferente (dep. I y II, cuadro I), siendo acusadamente más gruesa la localizada hacia aguas abajo, como consecuencia de aportes de laderas y bloques de gran tamaño proporcionados por el fondo rocoso del propio cauce. Las variaciones de parámetros e índices de desgaste en depósitos localizados muy próximos (depósito 1 y 2 de la Veguina, cuadro II) también evidencian las modificaciones de la carga aluvial en cortos trayectos.

El valor del índice de desgaste es muy variable (Cuadro II); sin embargo muestra, en general, una acción fluvial notable, quizás disminuida en los valores estadísticos, en primer lugar por la entrada en la carga aluvial de elementos pro-

cedentes de aportes laterales, y en segundo término por fuerte fraccionamiento del material de arrastre (altos valores de la mediana del índice de disimetría). (Fig. 8, 9, 10 y 11)'

En cuanto al material menor de 20 mm la mayor parte está constituido por arenas gruesas y gravas; las fases finas son poco abundantes y la fracción menor de 60 micras es prácticamente nula (menor de 0,8%). Las curvas granulométricas acumulativas (Fig.12) son de aspecto tendido, unas casi rectilíneas, con estrangulaciones que manifiestan cierta heterogeneidad en la mezcla de materiales, otras con ascenso relativamente lento hacia los mayores tamaños, señalando porcentajes elevados de elementos gruesos. Todas ellas pertenecen al tipo de curvas mal clasificadas ($S_0 = 1,95 - 3,28$) con mediana localizada en la fase gravillón (Cuadro III); sedimentos fuertemente lavados (las arenas finas y los limos han sido evacuados fácilmente). Se trata de acumulaciones forzadas (por supuesto menos la muestra de la playa recogida sólo como dato comparativo) con evolución incompleta, de tipo torrencial, en dependencia con las modificaciones sufridas en la dinámica fluvial por los obstáculos que aparecen en el curso del río (puentes, presas, etc) y por las grandes avenidas de carácter violento que transportan en cortas distancias los materiales en montón y por paquetes.

CUADRO II

MORFOMETRIA - CUARCITAS 4-6 cm = L

DEPOSITOS	I. desgaste			I. aplanamiento				I. disimetria	
	Md.	%<100	%>500	M _O	Md	%<1,5	%>2,5	M _O	Md
Leirio-Villarín	200	5	2	100-150 200-250 450-500	2,35	7	35	2,25-2,50 1,50-2,00 3,25-3,50	656
Castro	186	11	0	150-200 300-350	2,03	7	27	1,50-1,75 3,00-3,25	683
Sta.Colomba	248	1	13	200-250 300-350	1,91	20	24	1,50-1,75 2,75-3,00	690
Sanchin-Candaosa	166	26	0	100-150 0-50	1,86	11	17	1,75-2,00 2,25-2,50	686
La Barrosa	211	4	0	150-200	1,75	21	6	1,50-1,75	650
Alfonsares	188	5	0	100-150 300-350	1,89	12	13	1,50-1,75 2,75-3,00	705

CUADRO II (continuación)

MORFOMETRIA - CUARCITAS 4-6 cm = L

DEPOSITOS	I. desgaste		I. aplanamiento		I. disimetría	
	Md. % <100	% >500 M ₀	Md % <1,5	% >2,5 M ₀	Md	Md
La Vegaína						
dep 1	136 26	1 100-150 350-400	11 1,97	16 1,50-1,75 2,00-2,25	692	
dep 2	171 23	0 150-200 0-50	12 1,95	14 1,75-2,00	711	
Sacadoira	105 48	0 0-50 100-150 250-300	13 1,84	16 1,50-1,75 2,00-2,25 2,50-2,75	708	
Sueiro	241 0	2 150-200	6 2,09	21 1,75-2,00 2,25-2,50 3,25-3,50	649	
Pte.Ctra. general	302 0	7 250-300	23 1,88	20 1,25-1,75 2,00-2,25 2,50-2,75	610	
Desem.Porcía (playa)	438 0	30 400-450	9 1,93	12 1,50-1,75 2,00-2,25	512	

193

I

II

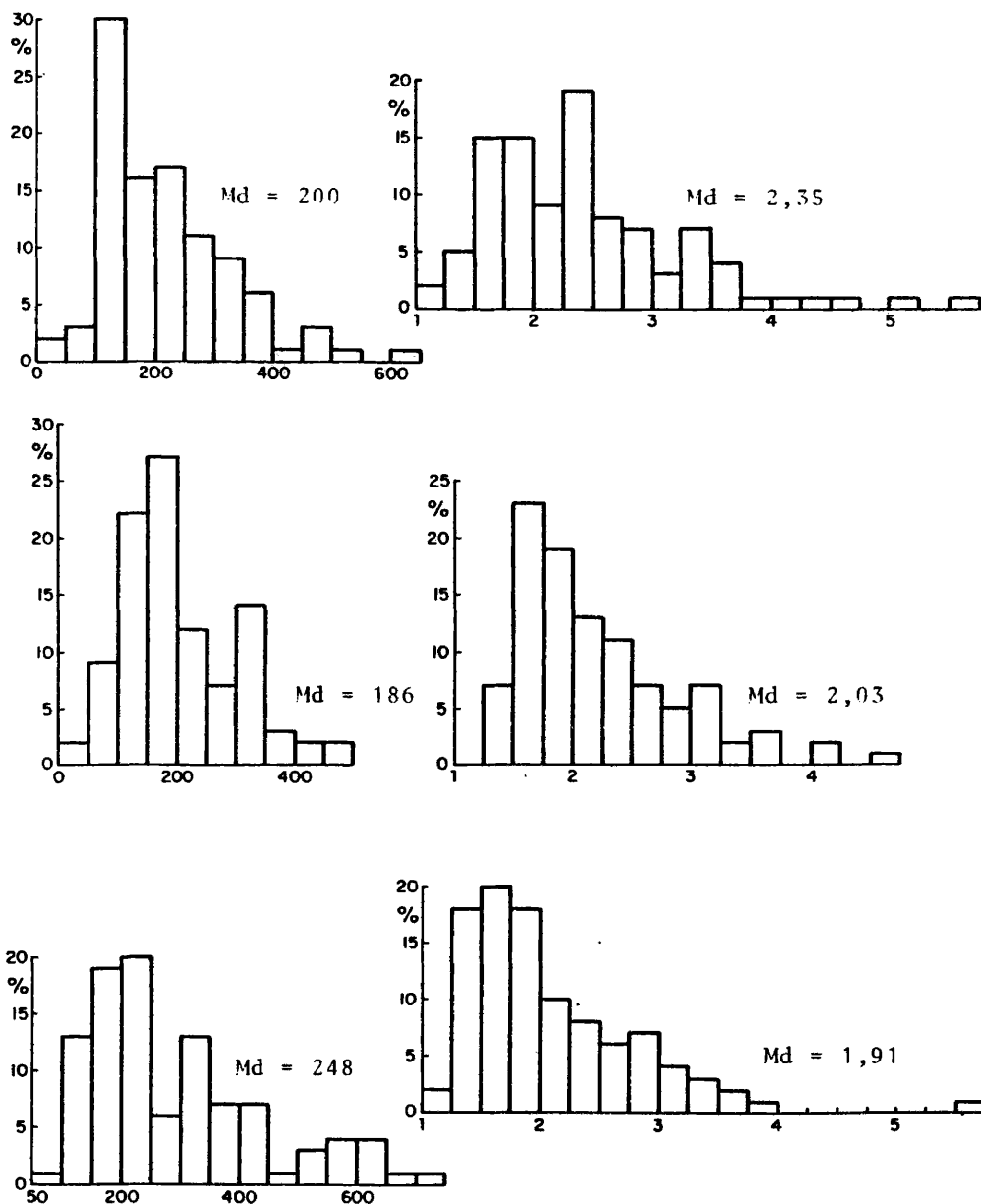


Fig.8. Histogramas morfométricos:de desgaste (I), aplanamiento (II). Depósitos de Leirio, Castro y S. Colomba.

194

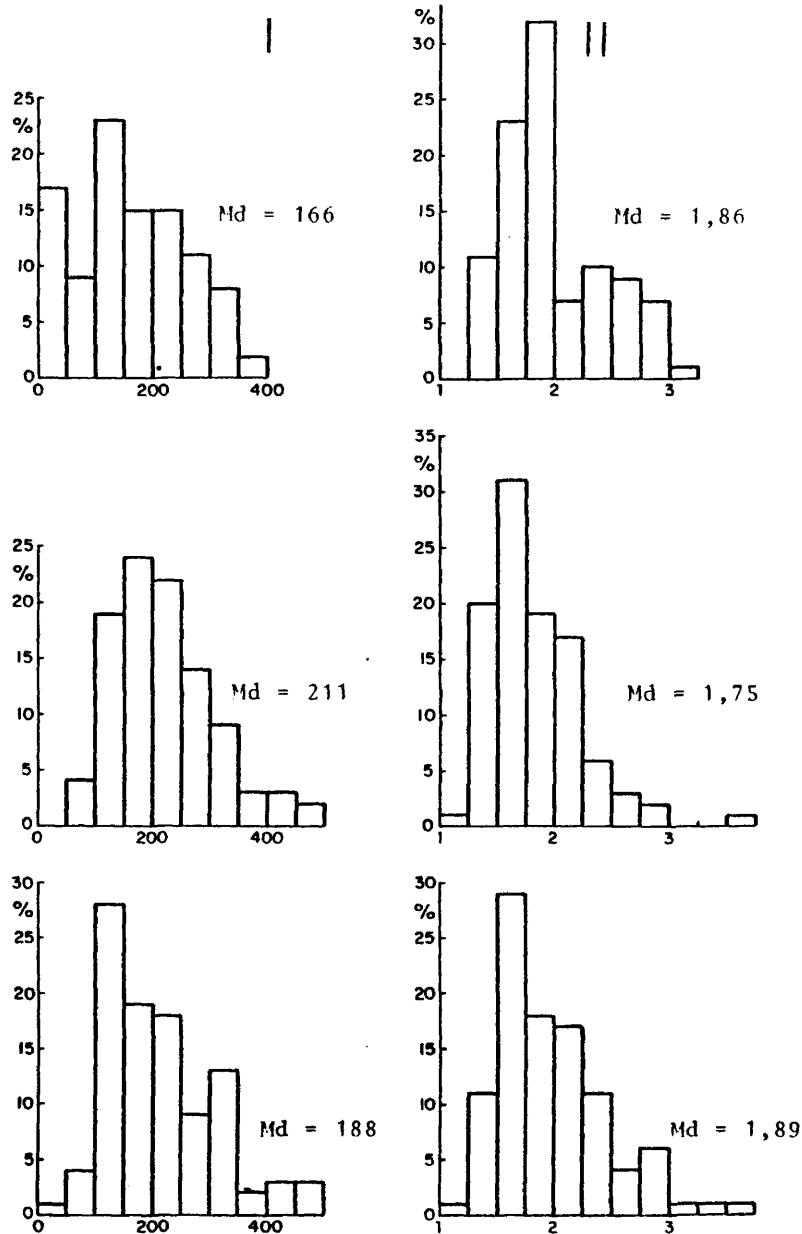


Fig.9. Histogramas morfométricos: de desgaste (I) y aplanamiento (II). Depósitos de Sanchín, La Barrosa, Alfonsares.

195

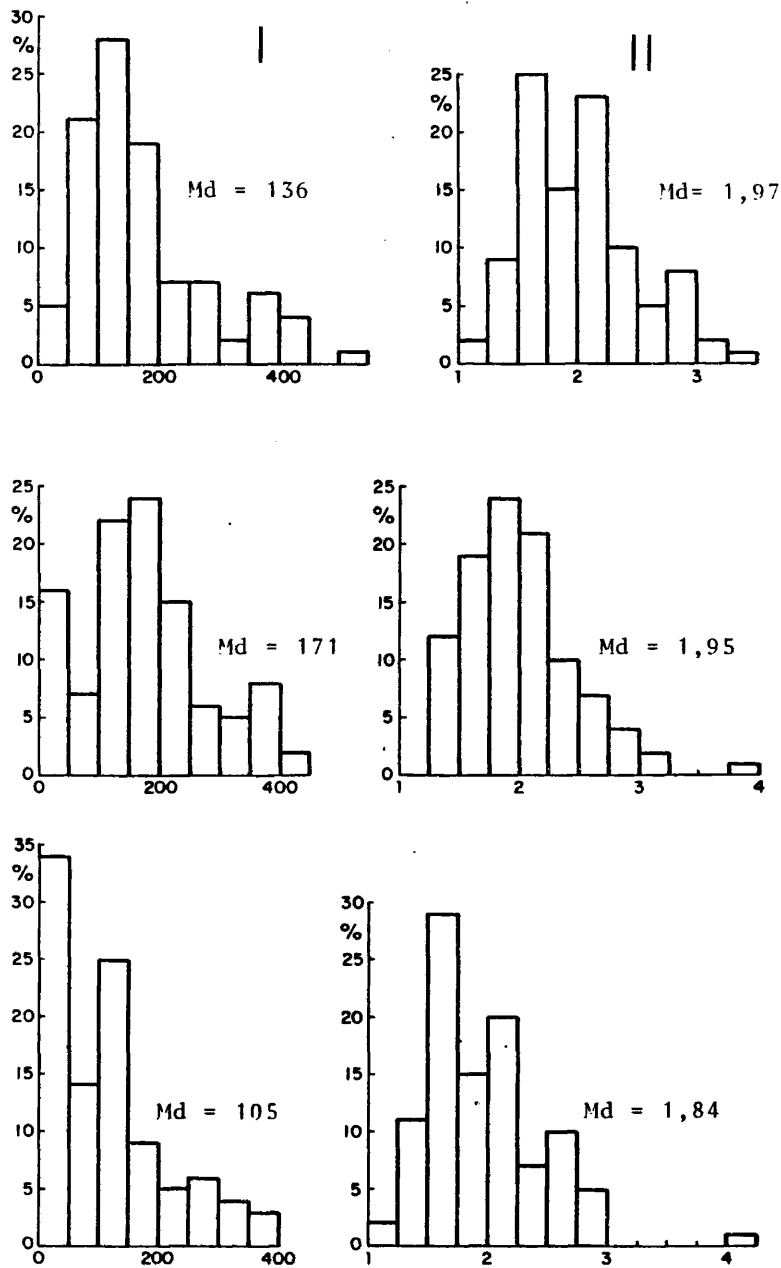


Fig.10. Histogramas morfométricos: de desgaste (I) y aplanamiento (II). Depósitos de La Vega (I, II) y Sacadoira.

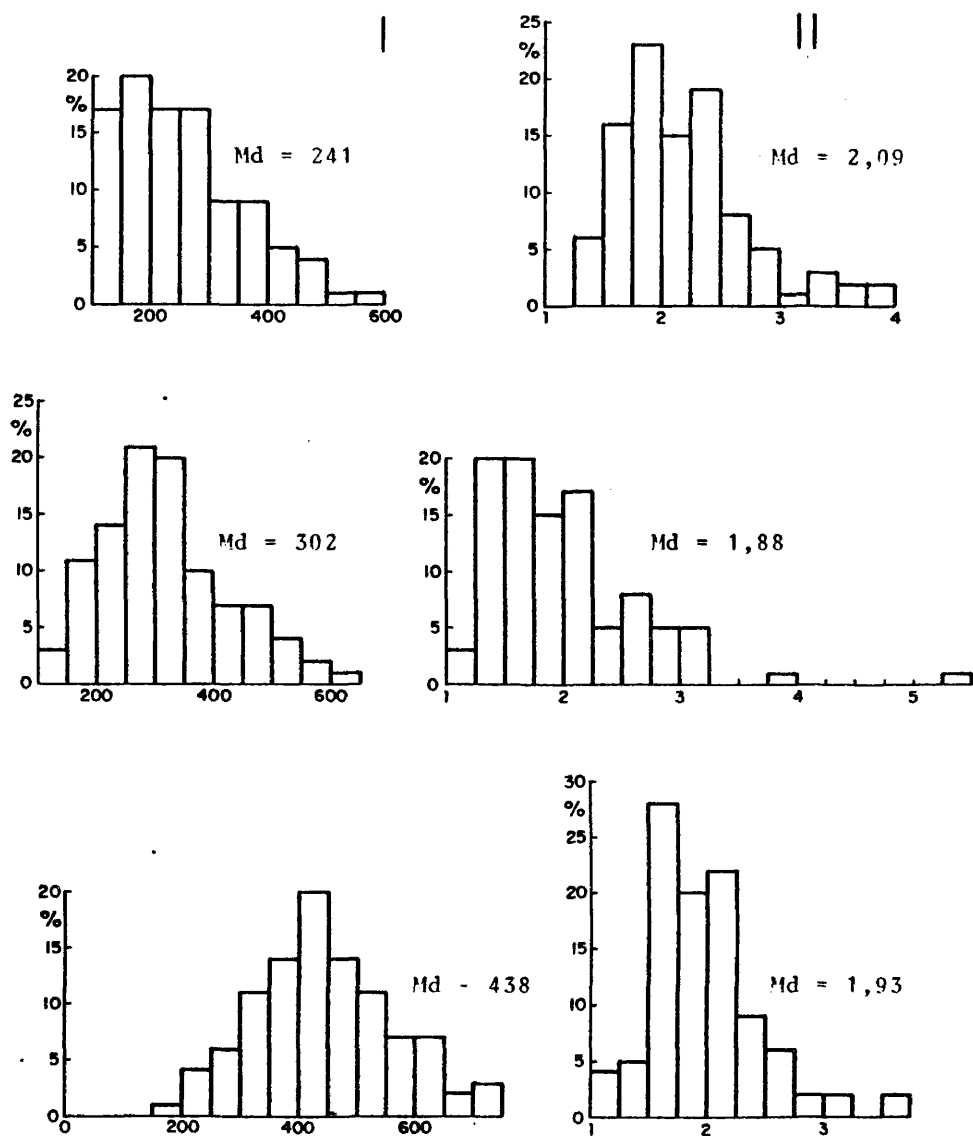
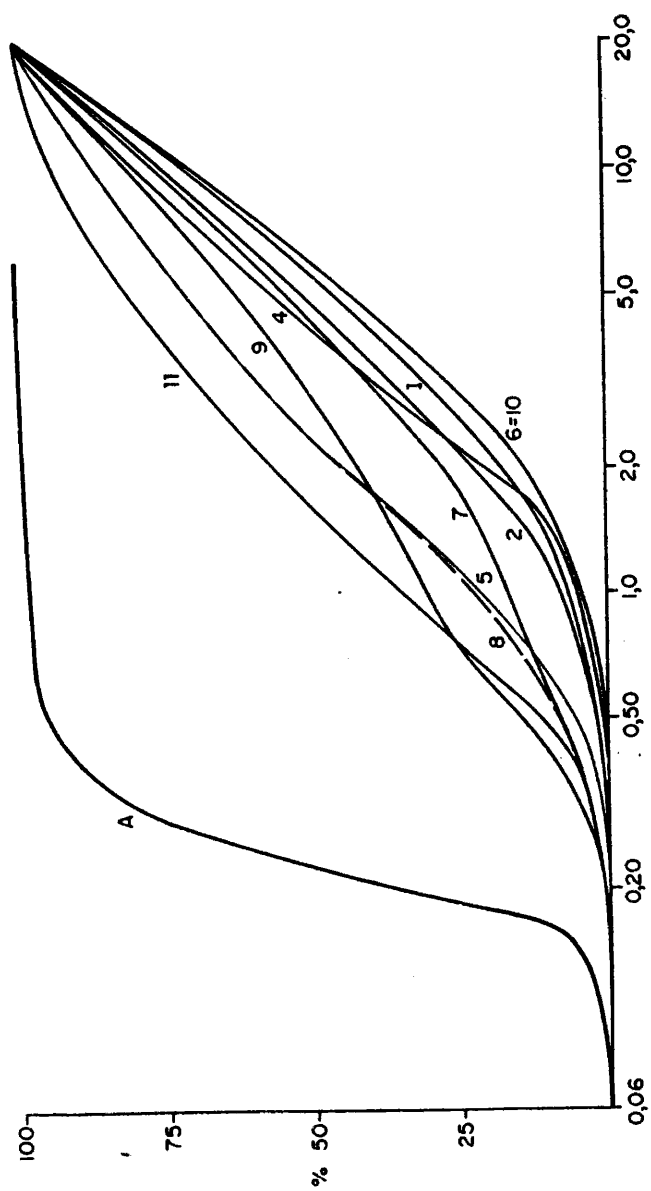


Fig.11. Histogramas morfométricos: de desgaste (I) y aplanamiento (II). Depósitos de Sueiro, Pte. Carrt. Gral., y Playa del Porcía.

Fig.12.- Haz de curvas acumulativas de la fracción menor de 20 mm en depósitos actuales; acusadas variaciones de parametros e índices granulométricos a lo largo del curso fluvial; no obstante, existe cierta gradación entre depósitos extremos (Pte.crta.Porcía y Leirio-Villarin).



CUADRO III

Depósitos	curva	Mediana Q_2	I. clasificación $S_o = \sqrt{Q_3/Q_1}$	Dispersion global $Q_{90} - Q_{10}$
Leirio- Villarin	1	5,6	2,04	14,8
Castro	2	4,9	2,15	14,2
Santa Colomba	4	4,4	1,95	12,9
Sanchis- Candaosa	5	2,4	2,28	11,4
La Barrosa	6	6,2	1,96	14,5
Alfonsares	7	4,3	2,31	14,8
La Veguina	8	2,4	2,28	11,4
Sacadoira	9	3,0	3,28	13,7
Sueiro	10	6,2	1,96	15,0
Pte.Ctra.gral.	11	1,7	2,31	7,5
Desem.Porcía (playa)	A	0,23	1,22	0,24

5.5. Consideraciones y conclusiones sobre los procesos de la Dinámica actual

En el cauce actual del Porcía se destaca una fuerte carga aluvial procedente de la erosión subaérea de las vertientes que tienden hacia su regularización, y de las torrenteras que descargan en el colector principal; estos colectores de segundo y tercer orden con cursos de agua en acusadas pendientes y las alternancias en el curso principal de zonas agargantadas y ensanchamiento de valles, dan motivo a pulsaciones de corriente muy contrastadas; se observa, por tanto, fuerte alteración de los lechos fluviales. Los abarrancamientos de materiales gruesos de fondo de valle han debido ser frecuentes; en suma, el Porcía es un río de carácter torrencial relativamente moderado.

Son muy abundantes los depósitos de materiales detríticos gruesos a lo largo de todo el curso fluvial; acumulaciones heterométricas con valores relativamente elevados de mediana y centilo, constituidas fundamentalmente por cuarcitas, pizarras y cuarzos, con dominio de elementos de alta fragmentación y más resistentes al accionamiento químico. Los elementos menos tenaces como las pizarras, son eliminados parcialmente en el fondo del cauce, unas veces por alteración y otras por choque con los de mayor dureza.

El río Porcía drena un país de caracteres litológicos muy homogéneos y todas las zonas de la cuenca-vertiente suministran materiales detríticos a los cauces fluviales; por

tanto, la composición de los depósitos es casi constante en todo el curso del río y las diferencias de frecuencias litológicas - por ejemplo de pizarras- de unos depósitos a otros, pueden atribuirse a sustituciones de la carga aluvial durante las grandes crecidas y a costa de las socavaciones de las margenes del cauce que forman la base de los aterrazamientos de 2-6m. Los cuarzos son poco frecuentes en los espectros litológicos y su presencia a manera de vetas y pequeñas bolsadas en los afloramientos, es también escasa, por lo que el coeficiente de concentración de cuarzos es muy bajo, y sólo en las proximidades de la desembocadura en el mar aumenta por concentración de este elemento. Las cuarcitas y pizarras representan la composición principal del roquedo de la cuenca-vertiente, si bien la presencia de pizarras en los espectros litológicos no refleja exactamente su abundancia en los afloramientos.

Arrastres longitudinales poco perceptibles y sólo durante las grandes crecidas, el transporte se verifica en montón, sobre cortas distancias y sin marcada acción selectiva, como lo atestiguan los casi análogos porcentajes de diferentes fases de cantos a lo largo del perfil del río. Por ello, la presencia de canales anastomosados es menos frecuente, observandose más el carácter meandriforme del curso fluvial y los encajamientos con formación de terrazas climáticas, manifestaciones morfológicas atribuidas a modificaciones en la actividad de la corriente (TRICART y VOLGT, 1967).

La variabilidad en la presencia de pizarras y cuarzos en los espectros litológicos de los depósitos actuales, localizados en cortas distancias, confirma la consideración de escaso transporte longitudinal. El estudio morfométrico de cantos de cuarcita de 4-6cm. de longitud mayor L, asevera también la falta de arrastres generalizados de asuso a ayuso. La mediana del índice de desgaste y los parámetros del histograma varían constantemente en la mayoría de los depósitos estudiados, lo que evidencia las modificaciones sufridas por la carga aluvial. Estas anomalías morfométricas acompañadas de las fuertes variaciones indicadas para el grosor de los aluviones (mediana, centilo) muestran la importancia de los aportes laterales de vertientes -lo que trae como consecuencia una máxima atención al tratamiento de los problemas de la desforestación- y de la fragmentación de los materiales gruesos en el transcurso de las crecidas episódicas.

El aspecto de las curvas acumulativas y de la fracción menor de 20 mm. evidencia la acusada competencia de la corriente, puesto que supone un lavado enérgico de materiales limo-arcillosos y parte de las arenas finas y medias, aunque también es cierto que inmediatamente aparecen variaciones hidrodinámicas que se traducen en un cambio de actividad en la suspensión mecánica y como consecuencia, sedimentación de partículas de diferentes tamaños con abundante fracción de gravas. Las numerosas presas naturales y artificiales dispuestas en el cauce actual, frenan la corriente e introducen modificacio-

nes en la dinámica fluvial.

En épocas normales, la dinámica del Porcía queda reducida a un suave accionamiento del lecho estacional; pero, las acciones violentas de las crecidas son peligrosas, puesto que dan lugar a socavaciones de orillas, amontonamientos de materiales detrás de las gavillas formadas por matorral o bien troncos de árboles localizados en los lechos mayor y menor del cauce, acumulaciones gruesas abandonadas en el fondo del valle, etc. La presencia de corrimientos de tierra en las vertientes, en forma de herradura, evidencia fuertes chubascos en la zona; en algunos sectores la capa de cantos y bloques que tapizan a los lechos se encuentra modificada y dispuesta en montones formando pavimento.

Derrubios de laderas han sido arrastrados hacia los cauces, originando acumulaciones de materiales que modifican el calibre de los mismos, es conveniente, por tanto, mantener a este país montañoso en condiciones geomorfológicas adecuadas, contribuyendo a conservar en las vertientes la cubierta vegetal de matorral o de tipo herbáceo, lo más densa posible, así como continuar la protección de las margenes fluviales con arbolado.

Según informes procedentes de personas que habitan en el valle del Porcía, la última crecida fuerte ha ofrecido como señales de su actividad mecánica la destrucción de puentes y la anegación de aterrazamientos de cultivos próximos al

cauce. El puente de la aldea de Castro, conservado aún en el verano de 1978, es una pasarela poco resistente, constituida por troncos de madera entrecruzados, que una vez destruida, depositada en el cauce y protegida por el peso de la carga aluvial tiende a formar una presa que dificulta el libre paso de la corriente, embalsa el agua y motiva su desbordamiento e inunda las terrazas de cultivo. No se puede establecer con precisión la valoración y desarrollo de acciones morfogenéticas durante las crecidas pero probablemente la elevada competencia de la corriente en esta última avenida, de la que nos han informado, ha desplazado los materiales por paquetes ocasionando el retroceso de orillas, fenómeno observado claramente en Matafoya, lugar donde el poder de destrucción pudo haber sido más enérgico por la contribución de las ondas de crecida del río Mazo.

205

E V O L U C I O N C U A T E R N A R I A

D E L V A L L E D E L P O R C I A :

G L A C I S - T E R R A Z A S

CAPITULO SEXTO

6.1. Introducción

El curso del Porcía constituye, por su fisonomía y por la entidad que le confiere lo estrecho y profundo de su valle, una de las arterias mejor caracterizadas del occidente de Asturias dentro de la zona estudiada por nosotros.

En este capítulo, nuestra contribución está dirigida a precisar el número de aterrazamientos y terrazas, sus peculiaridades y las posibles circunstancias ambientales que presidieron su génesis. Estos datos han sido obtenidos como resultado de nuestra cartografía geomorfológica realizada en el valle del Porcía y son apoyados por el estudio sedimentológico de los aluviones cuaternarios del Porcía, correspondientes a diferentes niveles de terrazas localizadas en varios perfiles topográficos perpendiculares al trazado del valle.

El valle del Porcía se integra de lleno en el dominio del Navia, discurriendo en línea S-N, con una longitud aproximada de veintiocho Kms. Todo el valle está excavado en este sector en los materiales Cambricos medio y superior de la Serie de los Cabos en posición paralela y próxima al cabalgamiento de la Bobia y al frente del cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo que separan las unidades del Eo y Navia, y ponen en contacto dominios paleogeográficos muy dispares.

En lo que concierne al estudio del Cuaternario en el valle del Porcía, existe una total ausencia bibliográfica, solo en lo que hace referencia a la zona litoral cantábrica comprendida entre la ría del Eo y el estuario del Navia, fue iniciado el estudio del Cuaternario a partir de la aparición del

Mapa de Asturias presentado al V Congreso Internacional de INQUA (LLOPIS LLADO y JORDA, 1957); en él están cartografiados los depósitos periglaciares transportados por solifluxión y los marinos de la costa occidental asturiana, estos últimos atribuidos al Tirreniense (LLOPIS LLADO, 1957); con posterioridad a esta fecha, se han publicado diversos trabajos acerca del origen y edad de la rasa cantábrica (HERNANDEZ PACHECO y ASENSIO AMOR, 1963; ASENSIO AMOR y NONN, 1964; MARY, 1970) emitiendo los autores diferentes hipótesis sobre el proceso genético de este accidente geográfico. Este capítulo supone una continuación de los estudios realizados sobre el Cuaternario del occidente de Asturias y en el tratamos de las acumulaciones antiguas de materiales detríticos, cuyos resultados permiten restablecer los mecanismo morfogenéticos continentales en relación con las oscilaciones del nivel marino.

6.2. Los depósitos cuaternarios

A lo largo del valle del Porcía se han observado varios niveles de terrazas, situadas en ambas márgenes del curso fluvial; para facilitar su estudio se agrupan de acuerdo con la posición o altitud relativa respecto al thalweg actual del río (fig.13).

6.2.1. I. Nivel + 45 m

Superior a los treinta metros sobre el thalweg actual del Porcía, sólo se ha localizado una acumulación en la margen derecha frente a la aldea de Candaosa, antes de alcanzar la confluencia del arroyo de Ubio; en la trinchera de un camino de

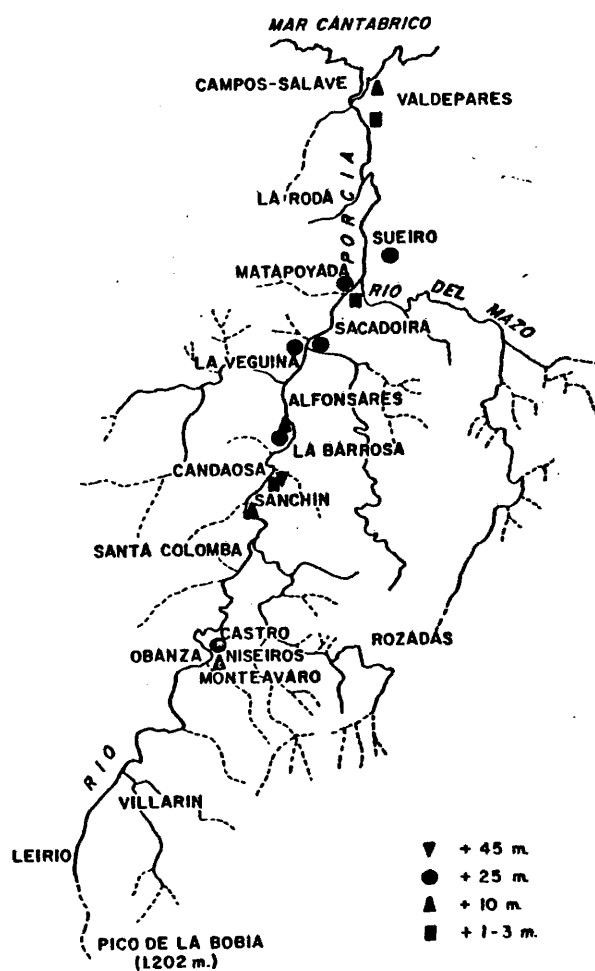


Fig. 13. Plano de la cuenca del Porcía con la situación de los diferentes niveles de terrazas. Escala original 1:50.000.

montaña aparece el corte visible en una longitud de cincuenta metros y potencia muy variable de unos lugares a otros, con espesor máximo de 2 m. Aluviones en masa, sin estratificación, de tamaños de cantos pequeños y medianos que muestran acusada heterometría, mezclados con cantos grandes aislados en el conjunto de la formación, algunos de ellos incorporados a la antigua carga aluvial por aportes laterales (Lámina XIV a).

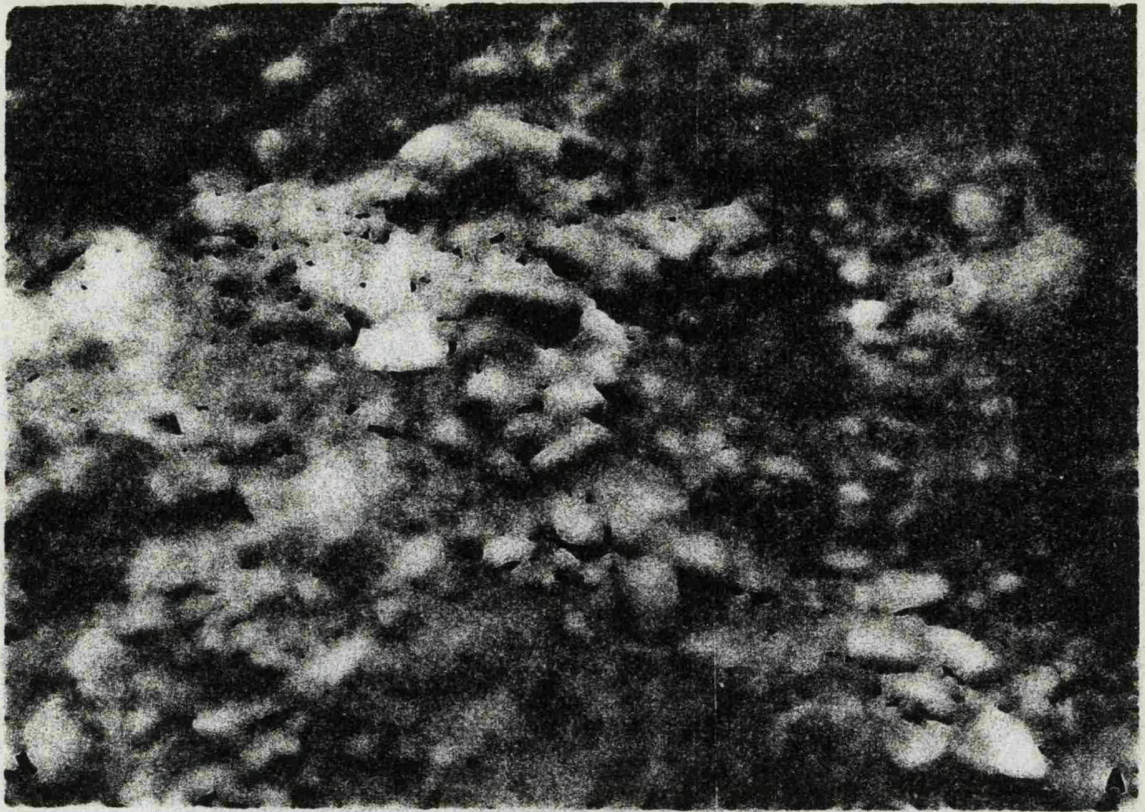
En la composición litológica las cuarcitas son muy abundantes en todas las dimensiones de cantos, con un máximo bien destacado en 4-6 cm; los fragmentos de pizarras quedan muy dispersos en el depósito (Cuadro I). Nivel mal delimitado respecto a la vertiente sobre la que se acomoda o amolda, ofreciendo fuerte pendiente hacia el curso del río. Recubren a esta acumulación fluvial una masa de coluviones que impide observar el reborde de la terraza.

La fracción fina que rodea a los materiales gruesos está constituida por gravas y arenas con cantidades apreciables de elementos menores de 60 micras (7,4%). La curva acumulativa (fig.19) muestra muy mala clasificación ($S_o = 4,24$) y aspecto rectilíneo, salvo en las proximidades con la fase arenosa muy fina, en la que presenta una meseta y salto brusco hacia la fracción limosa, lo que evidencia una mezcla de materiales muy finos procedentes de las alteraciones de esquistos pizarrosos, que tuvieron lugar con posterioridad a la formación del depósito de la terraza.

Lám. XIV

- A) Candaosa. Terraza + 45 m. Aluviones en masa sin estratificar, nivel mal delimitado respecto a la vertiente.
- B) Glacis terraza sobre el que queda colgado el nivel + 25 m del Porcía en Matafoya.

211



lam. xiv

La existencia de este nivel fluvial guarda relación con un depósito que análogamente se encuentra en la "rasa" a ± 45 m, sobre la ensenada del Porcía con claro retoque marino; este dato es interesante a la hora de determinar la cronología de esta terraza, la más alta que hemos encontrado sobre la cuenca del Porcía, ya que el hecho de encontrarse al mismo nivel y con claro retoque marino indica que cuando la rasa se formó ya existía la terraza, lo que permite suponer que la edad de la terraza es anterior o se corresponde con la edad en que se formó la rasa, lo que equivaldría a que ambas pertenecen al interglacial Mindel-Riss (Tirreniense I). De este hecho se deduce que cuando la rasa se formó ya existía el río Porcía y su cauce se encontraba entonces a ± 45 m sobre el thalweg actual. (Fig. 14).

CUADRO ICOMPOSICION GRANULOMETRICA Y LITOLOGICA

(Candaosa)

cm	C%	P%	Q%
2-4	14	3	—
4-6	37	3	—
6-8	20	1	—
8-12	15	2	—
12-16	4	—	—
16-24	1	—	—

Md de grano = 6,0 cm

Centilo = 20,0 cm

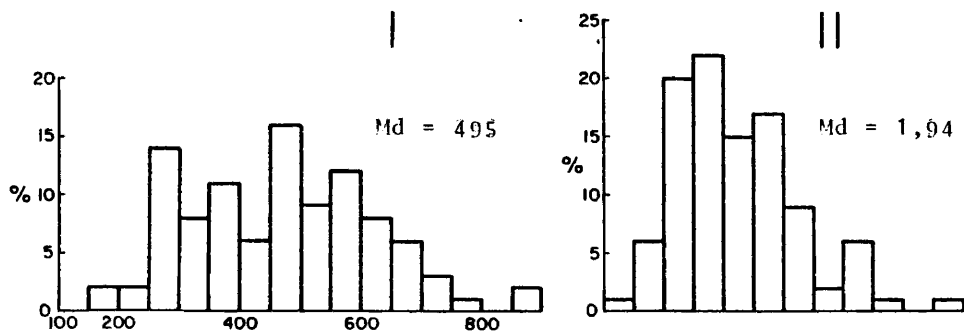
MORFOMETRIA

(Candaosa)

Md índice de desgaste	=	262
% < 100	=	0
% > 500	=	4
M ₀ histograma	=	150-200
		300-350
		450-500
Md índice de aplanamiento	=	1,97
% < 1,5	=	9
% > 2,5	=	17
M ₀ histograma	=	1,75-2,00
Md índice disimetría	=	683

215

rasa nivel + 45m



Candaosa nivel + 45 m.

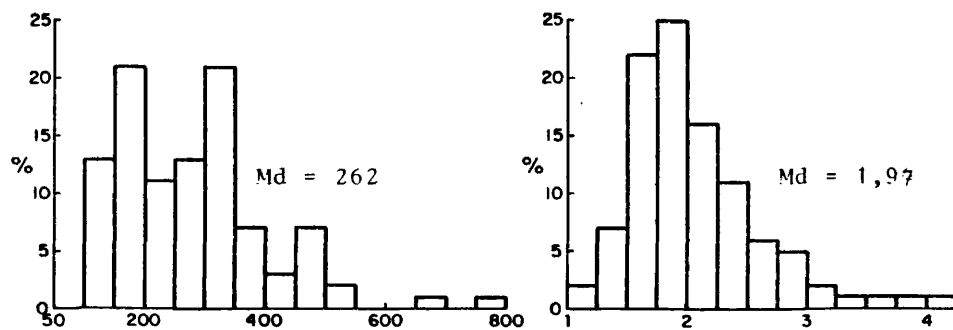


Fig. 14. Histogramas morfométricos de desgaste (I) y aplanamiento (II). Nivel + 45. Candaosa y nivel + 45 rasa sobre la en senada del Porcía.

6.2.2. II. Niveles superiores o próximos a los 25 m (Cuadro II)

Depósitos correspondientes a estos niveles se han localizado en ambas márgenes del cauce actual; la situación de las acumulaciones observadas son las siguientes:

- Nivel + 25 m Castro

Encontrado en un camino particular que desde la aldea de Castro desciende a Vega da Isla; el corte visible que aparece en la base de la trinchera del mencionado camino, recientemente abierto en estos parajes, ofrece una potencia de apenas 70 cm sobre uno, 10 m de longitud. Se trata de un desmonte de 2-3 m de altura, cuya parte media está constituida por antiguos aluviones que forman un depósito de solifluxión, con bloques relativamente concentrados y que recubren a la terraza, siendo a su vez fosilizados por un derrubio de ladera relativamente reciente. La terraza queda mal delimitada respecto a la vertiente y acusa fuerte pendiente en dirección al thalweg del río. El substrato es de cuarcitas y pizarras. (Fig. 15A).

- Nivel + 25 m. La Barrosa

En la aldea La Barrosa, kilómetro 19,500 de la carretera Porcía-Lagar, aparece un nivel a + 25 m sobre el thalweg actual del río; se trata de un replano localizado en la base de una vertiente regularizada y ocupa la mayor parte de un amplio meandro. Pequeño corte visible, en las trincheras bajas del camino vecinal que va al caserio de Momeán, de potencia relativamente pequeña; aluviones homométricos con mediana

de grano incluida en las dimensiones de cantos pequeños y bajo valor del centilo; composición litológica casi exclusivamente cuarcitosa (89%) con muy débiles porcentajes de pizarras y cuarzos; algunos elementos fueron incorporados a la carga aluvial por aporte lateral.

Terraza no bien delimitada respecto a la vertiente, con pendiente fuerte hacía el thalweg del río y formación de escarpe bien neto con descenso brusco al nivel más bajo (+12m); substrato cuarcitoso. Recubren a la terraza materiales de arrastre de laderas. Cantos de cuarcita con marcado desgaste y valores de mediana bastante próximos a la terraza de Castro. (Fig.15B).

CUADRO II

COMPOSICION GRANULOMETRICA Y LITOLOGICA

Escala dimensional cm.

DEPOSITOS

[illegible]

CUADRO II (Continuación)COMPOSICION GRANULOMETRICA Y LITOLOGICA

Escala dimensional cm.

DEPOSITOS

2-4	4-6	6-8	8-12	12-16	16-24	24-40	Md	Ce
%	%	%	%	%	%	%	cm	cm

Sueiro

C%	5	32	22	17	10	2	—	6,5	42,5 (C)
P%	1	4	3	2	—	—	—		
Q%	1	—	—	—	—	—	—		

C= cuarcitas; P= pizarras; Q= cuarzoz; Md= mediana; Ce= centilo

CUADRO II (Continuación)

MORFOMETRÍA - CUARCITAS 4-6 cm = L

<u>DEPOSITOS</u>	<u>I. desgaste</u>			<u>I. aplanamiento</u>			<u>I. disimetría</u>		
	Md.	% < 100	% > 500	M _O	Md	% < 1,5	% > 2,5	M _O	Md
Castro	243	0	6	100-150 350-400	1,91	15	18	1,50-1,75 2,75-3,00	648
La Barrosa	232	8	3	200-250	2,17	9	32	2,00-2,25	667
La Veguina (mar.dcha)	166	18	2	100-150 200-250 300-350	1,92	16	14	1,75-2,00	706
La Veguina (mar.izq.)	167	8	0	100-150 300-350	2,48	8	50	1,75-2,00 2,50-2,75 3,00-3,25 3,50-3,75	705

CUADRO II (continuación)

MORFOMETRIA - CUARCITAS 4-6 cm = L

DEPOSITOS	I. desgaste		I. aplanamiento				I. disimetría	
	Md.	% <100 % >500	M ₀	Md	% <1,5 % >2,5	M ₀	Md	
Matafoyada	238	0 3	150-200 300-350 450-500	1,89	12 16	1,50-1,75	625	
Sueiro	225	2 2	100-150 200-300	2,12	5 29	1,75-2,00 2,75-3,00	623	

221

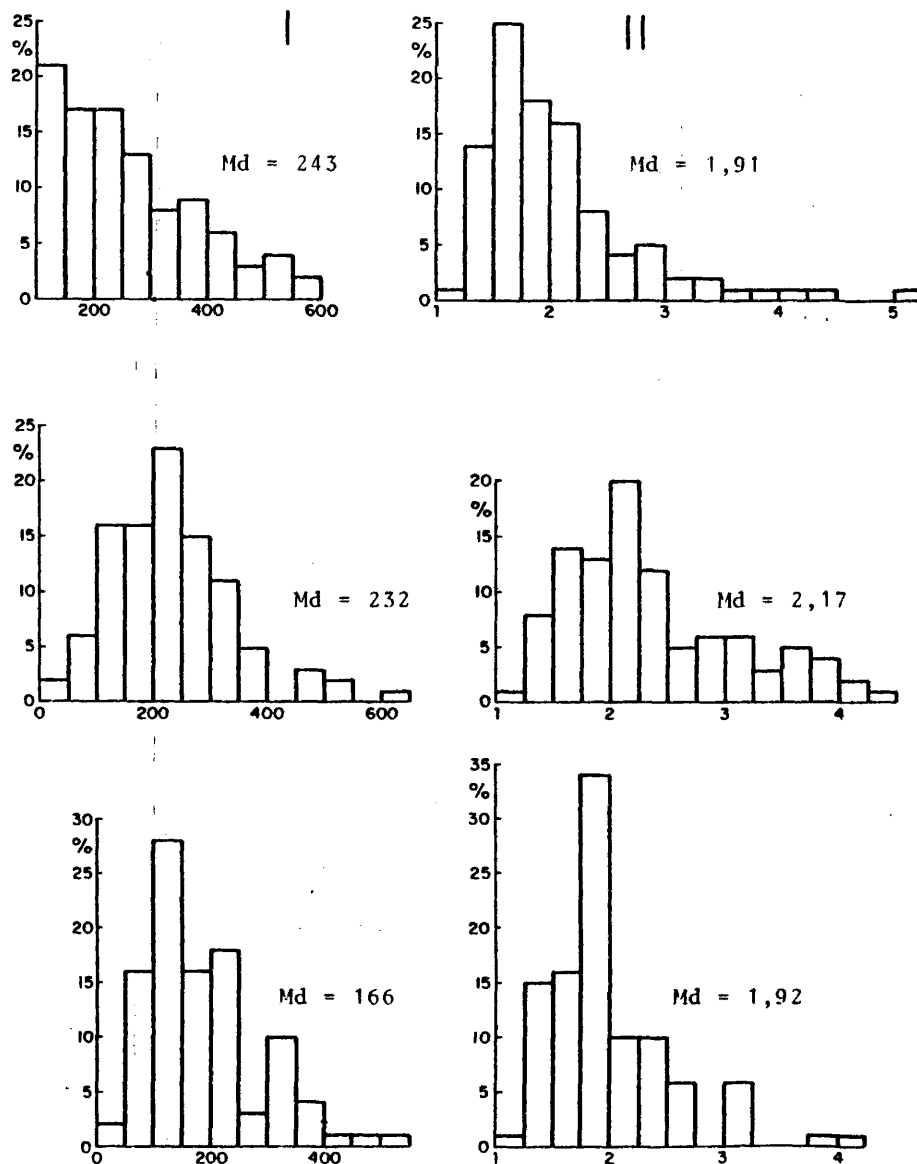
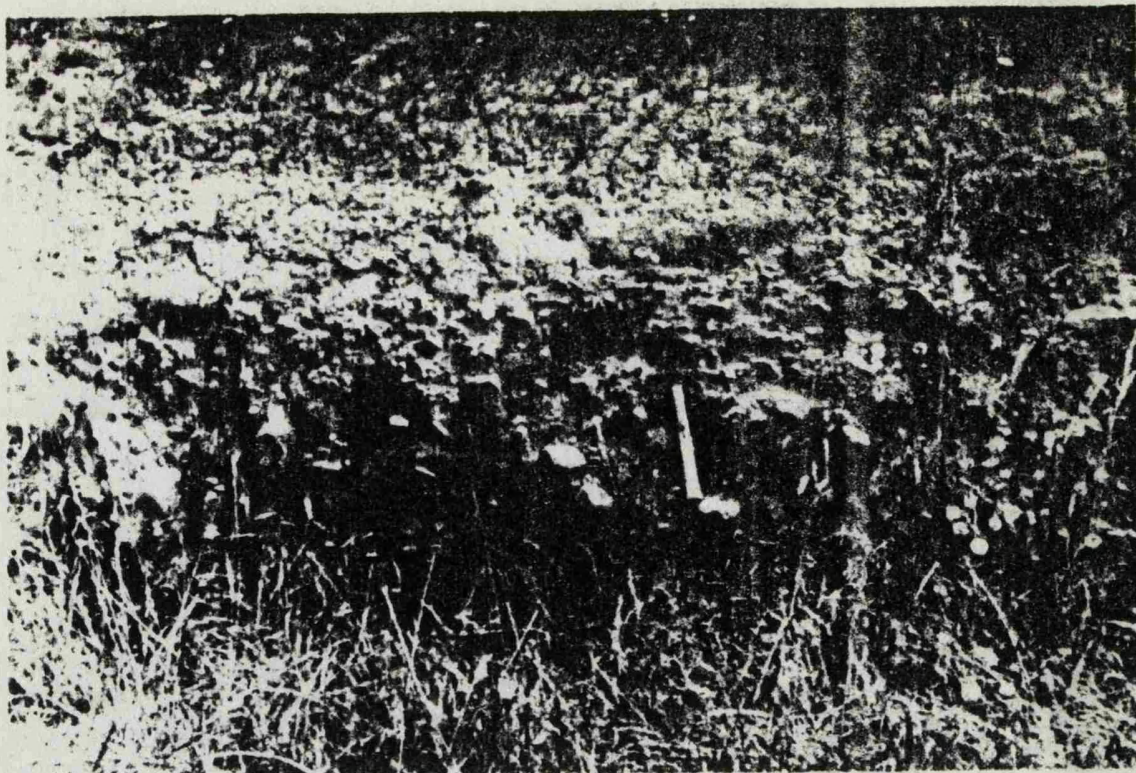


Fig.15 Histogramas morfométricos de desgaste (I) y aplanamiento (II). Nivel + 25 m; depósitos de Castro, La Barrosa, La Veguina (margen derecha).

Lám. XV

- A) Terraza bien delimitada respecto a la vertiente, fosilizada por derrubios de ladera. La Veguina. Nivel + 25 m.
- B) Detalle de la terraza + 25 m en Matafoya. Aluviones caóticos, con abundantes cantos heterométricos.



lam. xv

- Nivel + 25 m. La Veguina (margen izquierda)

Entre los kilómetros 16 y 17 de la carretera Porcía-Lagar y en ambas márgenes del río se ofrecen niveles a + 25 m.

En la orilla izquierda, lugar denominado La Veguina, aparece un corte visible de 30 m de longitud en una trinchera del camino vecinal que comunica la carretera general con los caseríos de las aldeas. Aluviones fundamentalmente de cuarcitas (algunas rotas por la acción de hielo-deshielo), no estratificados ni cementados, con numerosos bloques pequeños entre los que se encuentra el centilo (28,5 cm).

Terraza bien delimitada respecto a la vertiente, recubierta en algunos puntos por derrubios de ladera, con pendiente accentuada hacia el thalweg, brusca ruptura y formación de un escarpe neto. Substrato irregular pizarroso. (Fig. 16A)

- Nivel + 25 m. La Veguina (margen derecha)

En la margen derecha del curso fluvial y a lo largo del camino vecinal que atraviesa la aldea de Jaren, aparecen varios cortes visibles de un metro de potencia. La distribución de la carga aluvial en el espectro es muy análoga al mismo nivel de la orilla izquierda, con una granulometría ligeramente más heterométrica y gruesa, pero con una composición litológica semejante (97% de cuarcitas), muy fuerte alteración de las pizarras y desgastes débiles. (Fig. 15C).

Terraza bien delimitada respecto a la vertiente, fosilizada por derrubios de ladera con espesores de 1-2 m. Ligera pendiente hacia el thalweg con cambios bruscos hasta alcanzar el aterrazamiento de fondo de valle; aluviones con numerosos bloques concentrados. (Lámina XVa).

- Nivel + 25 m Matafoyada

En el kilometro 14,300 de la carretera de Porcía a La-
gar, camino vecinal hacia Matafoyada, aparece en las trinche-
ras, tanto de la referida carretera como del camino vecinal,
una acumulación situada a + 25 m (Lámina XVb) sobre el cauce
actual del Porcía y en su margen izquierda. Se trata de una
clara terraza fluvial de aproximadamente 150 m de longitud y
anchura variable de 20-50 m.; potencia visible de 1-2m., con
fuerte pendiente hacia el thalweg del río y cambio brusco de
caída a un aterrazamiento de fondo de valle donde queda enca-
jado el curso fluvial actual. Coincide en los alrededores de
este paraje la confluencia del más importante colector secun-
dario del Porcía, el río del Mazo.

Sobre un substrato irregular pizarroso se dispone la
acumulación detrítica, constituida por cuarcitas areniscosas
sensiblemente alteradas, que alternan con otras duras y com-
pactas y escasos elementos pizarrosos. Masas de aluviones
caóticos, dispuestos a manera de bolsadas (Lámina XVb), con
algunos bloques pequeños relativamente concentrados y abundan-
tes cantos de carácter heterométrico, que forman junto a las
gravas y limos, la parte más esencial del material de arras-
tre. Cantos de cuarcita rotos en dos porciones por un plano
paralelo a su eje principal, indican fenómenos de gelifracción
(ASENSIO AMOR y GOMEZ MIRANDA, 1980a). Terraza no bien delimi-
tada respecto a la vertiente, se adosa a la base de ella y se
extiende como una continuación morfológica de la misma (fig16B).

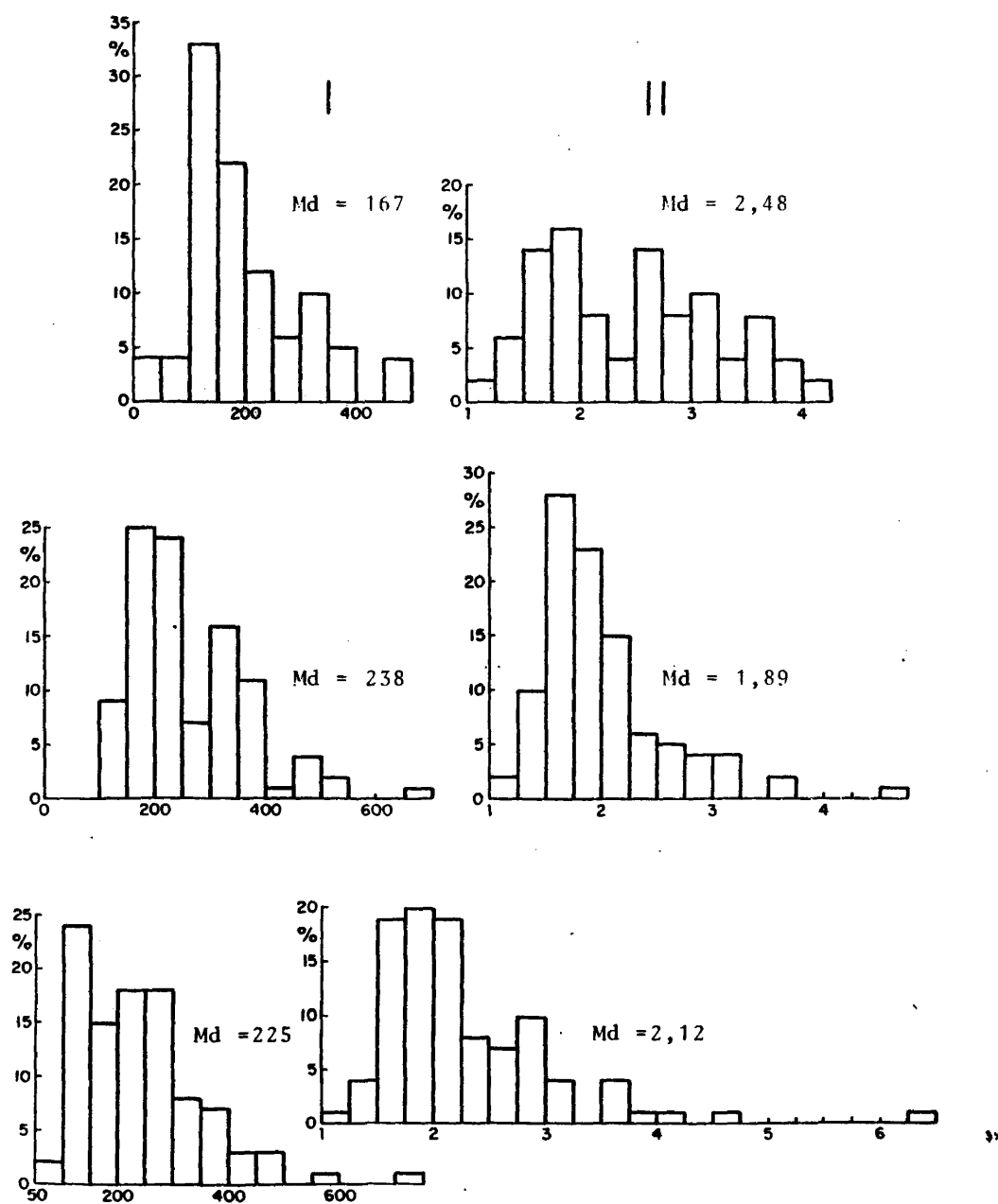


Fig.16. Histogramas morfométricos de desgaste (I) y aplanamiento (II). Nivel + 25m. La Veguina (mar. izquierda), Matafoya, Sueiro.

Fosilizando al material de la terraza se dispone un coluvión probablemente arrastrado por solifluxión más o menos pastosa y constituido principalmente de materiales pizarrosos. Con posterioridad a la formación de la terraza la vertiente ha sufrido encajamientos de colectores secundarios que han roto la uniformidad de este nivel + 25 m.

- Nivel + 25 m Sueiro

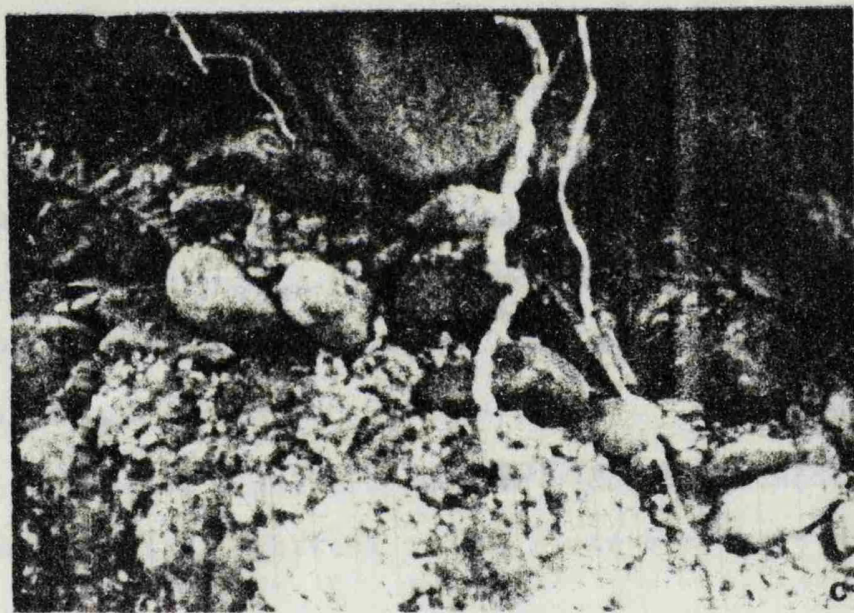
En la trinchera de una carretera en construcción paralela al curso del río, en el paraje de Sueiro, sobre roca "in situ" constituida por materiales cuarcitosos y pizarrosos, con fuerte buzamiento hacia el cauce fluvial (Lámina XVI b); el corte visible ofrece un metro aproximadamente de potencia. Materiales heterométricos, desordenados, con bloques concentrados en la masa de cantos de todos los tamaños, en parte de aportes laterales (Lámina XVI a,c). Elevados porcentajes de cuarcitas con cantidades poco significativas de pizarras y algún elemento de cuarzo. El valor del índice de desgaste es superior a 200 de acuerdo con el carácter de la mayoría de los depósitos correspondientes al nivel de + 25 m. (Fig. 16C)

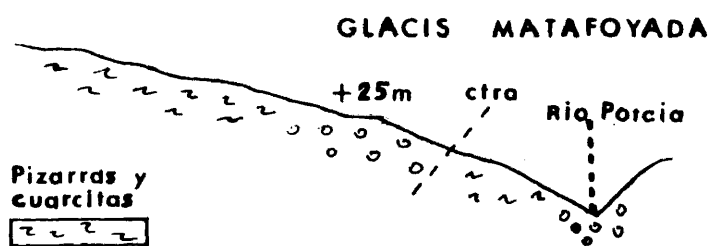
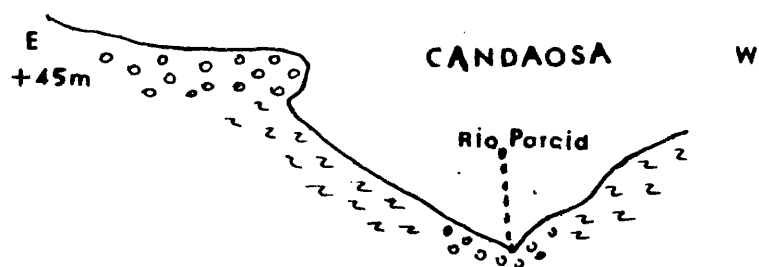
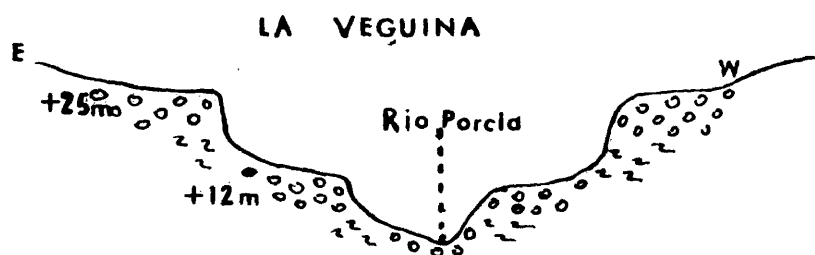
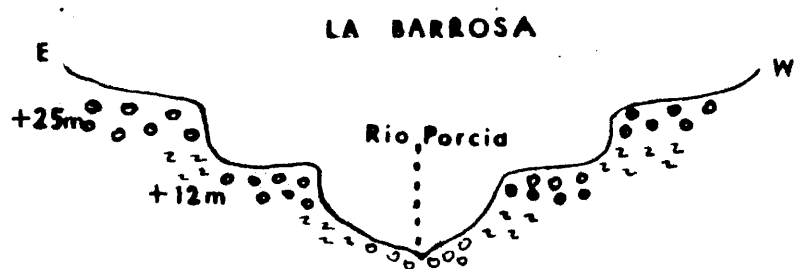
Terraza bien delimitada respecto a la vertiente y con acusada inclinación hacia el cauce actual del río. Recubren al depósito fluvial materiales de aportes de vertientes y un suelo cargado de materia orgánica.

Los diversos depósitos que han sido localizados a esta altitud relativa sobre el cauce, pertenecen a un mismo

Lámina XVI

- a) Masa de cantos heterométricos y bloques concentrados. Nivel + 25 m. Sueiro.
- b) Sueiro. Terraza + 25 m sobre un substrato de cuarcitas y pizarras.
- c) Detalle de la terraza + 25 m. Sueiro.





Pizarras y
cuarcillas



mat. detritico

nivel de acumulación fluvial cuando el río Porcía discurría a + 25 m sobre el thalweg actual.

En cuanto a la granulometría todos los depósitos están formados por materiales heterométricos con medianas de cantos pequeños comprendidas entre 4,0 cm y 6,5 cm. El porcentaje de cantos pequeños más elevado, así como el centilo de mayor dimensión, corresponde al depósito de Castro. En cuanto a la litología, es muy semejante en todas las terrazas, el material predominante es la cuarcita, encontrándose siempre en una proporción mucho menor las pizarras y siendo escasa la presencia de cuarzos, representados solo en 1 ó 2%.

Por lo que respecta a la morfometría, los depósitos ofrecen valores muy altos de aplanamiento (1,89-2,48), fuerte disimetría y desgaste acusado (166-243). Si comparamos estos índices, con los valores actuales en estos mismos lugares, no se observan grandes diferencias a excepción del desgaste que en general es más acusado en los niveles de terrazas que en el actual, lo que podría indicar mayor eficiencia de las acciones fundamentalmente fluviales, corriente más violenta que la actual, o bien fuertes pulsaciones del régimen.

El material que forma estos niveles de terraza procede en parte del aporte fluvial y en gran medida de los arrastres de vertientes; se trata por tanto de glacis-terrazas formados por aluviones traídos por el río, cuando este circulaba a + 25 m sobre el thalweg actual y otros, la mayoría, proceden del arrastre de vertientes.

6.2.3. Niveles superiores o próximos a los 10 m (Cuadro III)

- Nivel + 10 m. Niseiros-Castro

En la carretera Niseiros-Castro, margen derecha del Porcía, aparece en las trincheras de la misma un corte visible de 15m de longitud y 1,5 m de potencia; replano de la terraza bien definido respecto a la vertiente, con suave pendiente hacia el curso fluvial y cambio brusco hacia el nivel de aterrazamiento más bajo. Aluviones heterométricos con numerosos bloques concentrados procedentes de aportes de ladera - a través de vertientes o de barrancadas donde se encajan colectores secundarios intermitentes dispuestos desordenadamente. Substrato irregular de cuarcitas y recubriendo a la terraza materiales solifluxionados.

- Nivel + 10 m. Sanchin

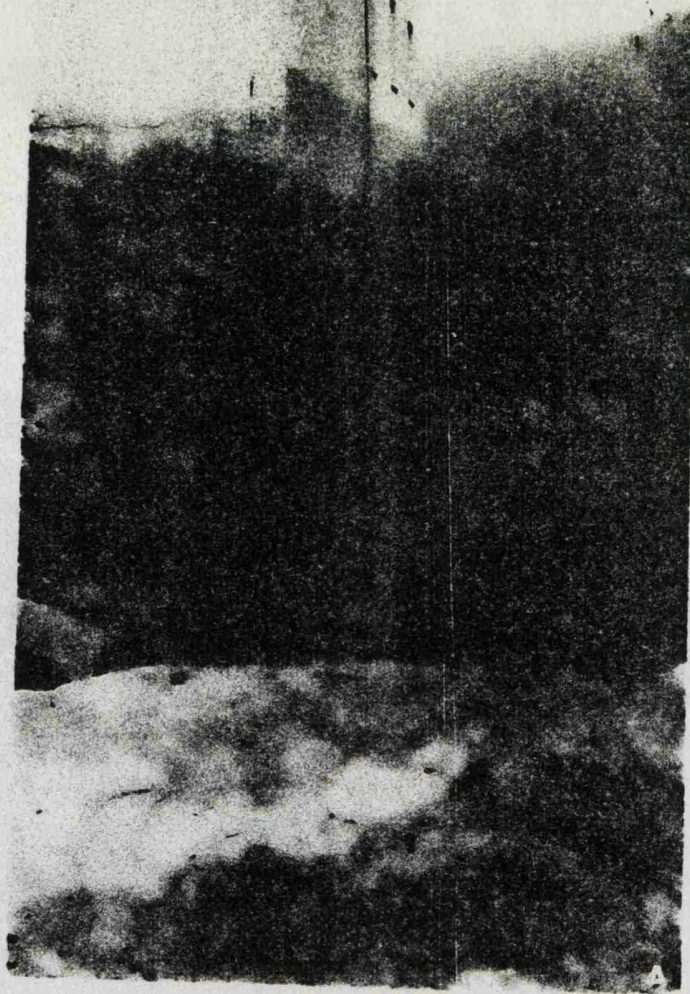
En la carretera de Porcía a Lagar, Km 21, lugar conocido por Sanchin, se ofrece un buen corte de la terraza + 10-12m, de unos tres metros de potencia, con ligera pendiente hacia el thalweg del río cuya base visible se encuentra aproximadamente a nivel del cauce actual (Lámina XVII a,b).

Materiales desordenados, con bloques concentrados -procedentes algunos de laderas próximas- entre una masa heterométrica de cantos y gravas. Terraza bien delimitada respecto a la vertiente, con un substrato irregular de cuarcitas y recubierta de una capa de limos de variable espesor y de mayor potencia en dirección al curso fluvial.

Lámina XVII

- a) Terraza + 10 m de Sanchin; el derribo de una cuadra antigua para rectificar su construcción, permitió el corte visible de esta terraza.
- b) Nivel + 10-12 m. Terraza de Sanchin, la base visible se encuentra a nivel del cauce actual.

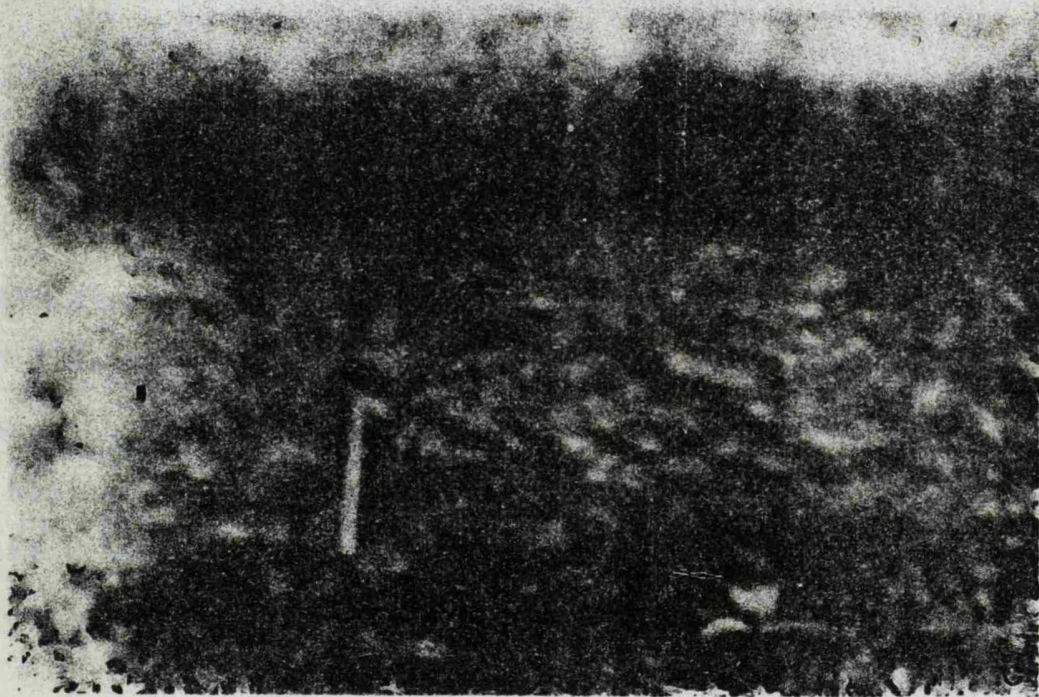
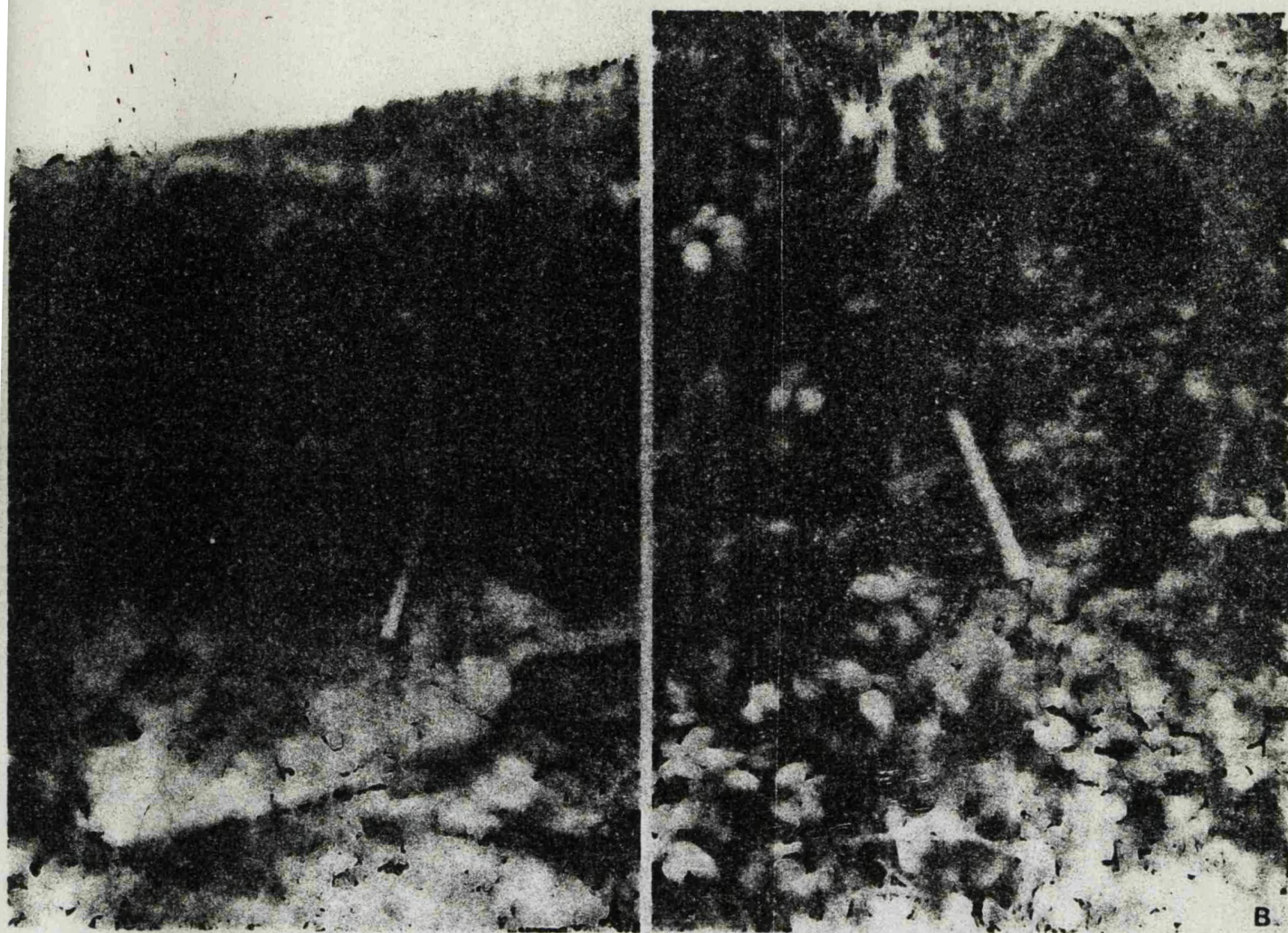
236



lam xvii

Lám. XVIII

- A y B) La Barrosa. Terraza + 10 m en la margen izquierda del Porcía con fuerte pendiente hacia el thalweg, sobre un substrato de cuarcitas.
- C) La Veguina. Terraza + 10 m en la margen derecha del Porcía; litología de cuarcitas y pizarras.



- Nivel + 10 m. La Barrosa

Próximo a la carretera de Porcía-Lagar, Km 19,500 y por debajo de la ya descrita terraza + 25 m. de la Barrosa, se presenta un replano a + 10 m sobre el cauce actual del río, de 50 m de longitud y 30 m de anchura, con potencia visible de 1,5 m. Materiales poco gruesos, no alcanzando dimensiones superiores a 16 cm., con bajo valor del centilo. Terraza con fuerte pendiente hacia el thalweg y reborde suave; substrato de cuarcitas (Lámina XVIII a).

- Nivel + 10 m. La Veguina

En la margen derecha del Porcía, siguiendo la carretera que conduce a Jaren, se encuentra la terraza + 10-12 m, corte visible de 1 m de potencia con ligera inclinación hacia el thalweg del río; aluviones de cantos y bloques pequeños no estratificados ni cementados (Lámina XVIII c).

- Nivel + 10 m. Ensenada del Porcía

Finalmente, en la margen derecha de la ensenada de Porcía se ofrecen varios cortes colgados de los acantilados de pizarras y cuarcitas, a 10-12 m sobre el nivel medio de las mareas, con potencias que sobrepasan los 4 m. (Lámina XIX a,b).

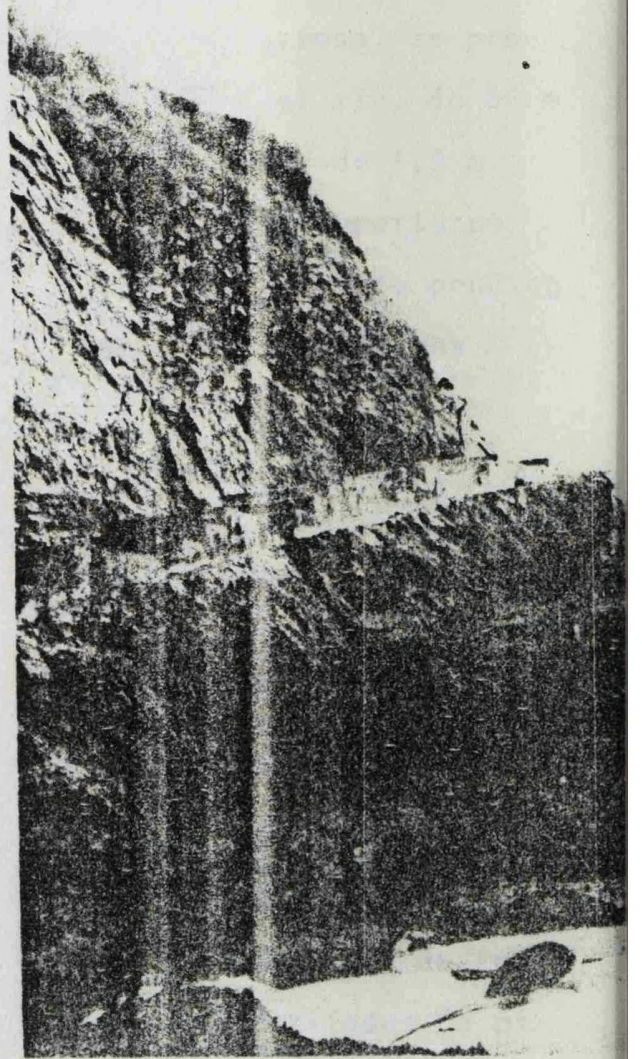
Aluviones con marcada heterométrie, numerosos bloques concentrados, en su mayoría de cuarcitas y gran cantidad de cantos de pequeñas dimensiones (2-8 = 79%) de analoga naturaleza litológica; las pizarras y los cuarzos son muy escasos.

238

Lámina XIX

- a) Acantilado próximo al mar en la ensenada del Porcía, en el
se observa la terraza + 10-12 m del Porcía.
- b) Detalle del mismo depósito.

»



lam.xix

La posición de este depósito, localizado sobre acantilados próximos al mar pudiera ser motivo para atribuirle una génesis marina o al menos de retoque marino, sin embargo, los caracteres sedimentológicos que ofrece el material

- . dominio de elementos cuarcitosos
- . sensible heterométria no solo en el espectro de materiales gruesos sino también en los menores de 20 mm
- . desgaste relativamente marcado

permite considerarlo bastante semejante a las acumulaciones anteriormente descritas para los niveles + 10-12 m y con proceso genético típicamente fluvial-torrencial.

CUADRO IIICOMPOSICION GRANULOMETRICA Y LITOLOGICA

Escala dimensional cm.

DEPOSITOS

	2-4	4-6	6-8	8-12	12-16	16-24	24-40	40-60	Md	Ce
	%	%	%	%	%	%	%	%		
Castro										
C%	20	32	15	15	6	5	3	—	5,9	48,0 (C)
P%	—	1	1	1	1	—	—	—		
Q%	—	—	—	—	—	—	—	—		
Sanchin										
C%	5	26	25	17	11	9	2	—	7,5	37,0 (C)
P%	—	1	1	1	1	—	—	—		
Q%	—	1	—	—	—	—	—	—		
La Barrosa										
C%	25	35	18	17	2	—	—	—	5,4	13,0 (C)
P%	—	1	—	—	—	—	—	—		
Q%	1	1	—	—	—	—	—	—		
Ens. Porcía										
C%	24	35	14	8	7	3	1	1	5,5	52,0 (C)
P%	—	3	1	—	—	—	1	—		
Q%	—	1	1	—	—	—	—	—		

C= cuarcitas; P= pizarras; Q= cuarzos ; Md= mediana de grano;

Ce= centilo.

CUADRO III (Continuación)

MORFOMETRIA (cuarcitas 4-6 cm = L)

DEPOSITOS	I. desgaste			I. aplanamiento				I. disimetría	
	Md	% <100	% >500	M _O	Md	% <1,5	% >2,5	M _O	Md
Castro	205	0	0	200-250	2,20	8	38	1,75-2,00 2,50-2,75 3,25-3,50	630
Sanchin	238	0	2	100-150 350-400	2,21	11	40	1,75-2,00 2,75-3,00 3,25-3,50	609
La Barrosa	227	5	1	150-200 400-450	1,92	13	30	1,75-2,00 2,75-3,00 2,25-2,50	698
Ens.Porcía	264	1	5	100-150 200-250 400-450	1,87	13	18	1,50-1,75	614

243

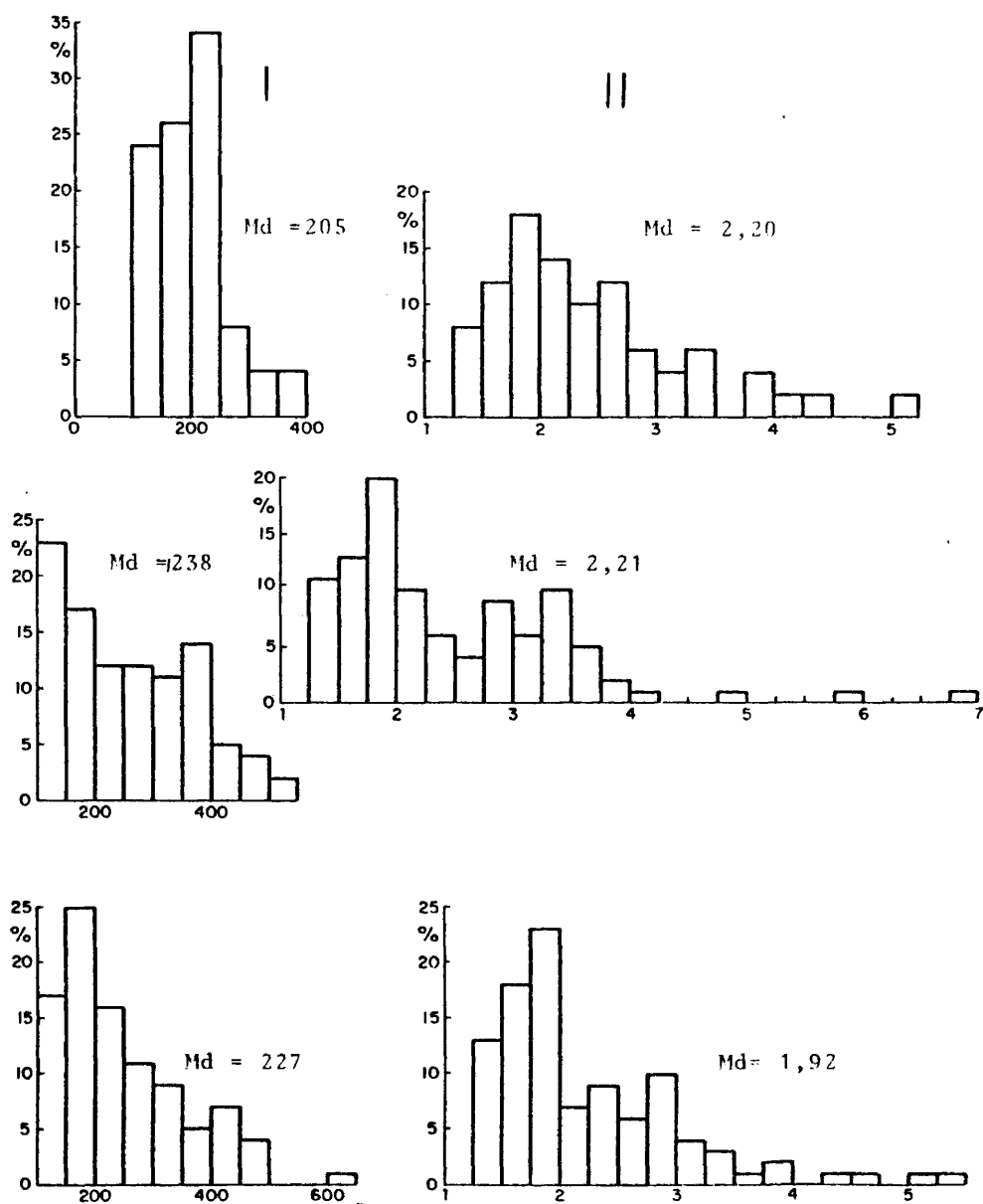


Fig.17. Histogramas morfométricos de desgaste (I) y aplanamiento (II). Nivel + 10m. Castro, Sanchín, La Barrosa.

244

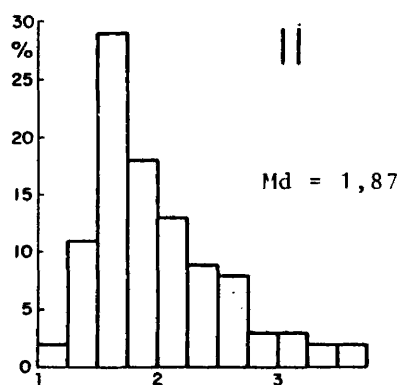
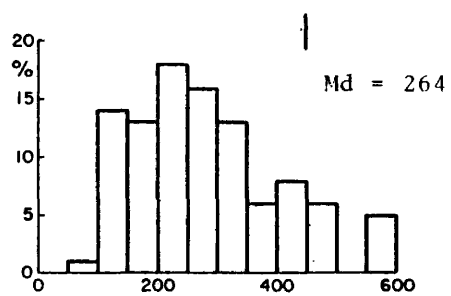


Fig.18. Histogramas morfométricos de desgaste (I) y aplanamiento (II). Nivel + 12m. Ensenada del Porcía.

Los niveles fluviales + 10-12 m son visibles en ambos márgenes del río Porcía. En su granulometría los aluviones ofrecen bloques y cantos de naturaleza pequeña e intermedia predominantemente ($Md = 5,4 \text{ cm}-7,5 \text{ cm}$), registrándose para estos niveles medianas de grano más elevadas en comparación con las obtenidas en los niveles + 25. Los centilos en cuarcitas alcanzan el tamaño de bloque pequeño ($Ce = 37-52 \text{ cm}$) excepto el de la Barrosa ($Ce = 13 \text{ cm}$). La composición litológica global indica fuerte preponderancia de materiales cuarcíticos, todos ellos pertenecientes a la Serie de los Cabos (Ordovícico med-sup).

El desgaste ($Md.Id = 205-264$) se asemeja bastante al encontrado en los niveles + 25 m (Cuadro II) y se encuentran dentro de un claro dominio fluvial; la mediana de disimetría alcanza valores altos resultado de un fraccionamiento fuerte del material. (Fig. 17 y 18).

Interés especial ofrece el nivel de terraza + 12 m que aparece sobre la ensenada del Porcía (Lámina XIX), sus aluviones presentan fuerte heterometría con representación en todas las escalas; la mediana se encuentra comprendida entre los cantos pequeños. Su índice de desgaste (264) conduce a pensar en una génesis fluvial de parecidas características a los otros niveles + 12 que aparecen a lo largo de toda la cuenca del Porcía, los aluviones de esta terraza situada sobre la ensenada del Porcía no presentan retoque marino, lo que nos lleva a disentir de la reciente publicación de la hoja de Ri-

badeo por el IGME que considera a este nivel como un depósito marino formado por dos niveles, a 13-14 m y a 6 m, que corresponderían respectivamente a los interglaciares Mindel-Riss y Riss-Würm por analogía con los depósitos de la parte oriental de Asturias. Según nuestras investigaciones este nivel corresponde al nivel + 12 del río Porcía y no ha sido afectado por ninguna transgresión marina, lo que equivale a decir que es posterior a ellas.

6.2.4. Niveles de aterrazamiento a 1-3 m. (Cuadro IV)

Son los que ocupan el fondo de los valles a lo largo de todo el curso del Porcía y donde queda actualmente encajado el cauce del río. La denominación de aterrazamientos en lugar de niveles de terrazas propiamente dichas, está basada en la consideración de ser materiales de fondo de valle, que evidentemente se encuentran ocupando la base de las vertientes y que aparecen con más frecuencia en los ensanchamientos del curso fluvial.

Son numerosos los lugares en los que el Porcía ha proporcionado aterrazamientos. Para su estudio sólo consideraremos las acumulaciones siguientes.

- Nivel 1-3 m. Candaosa

Un corte visible originado por una gran avenida que arrastró parte del material aterrazado, se encuentra en Candaosa próximo al Km 21 de la carretera de Porcía a Lagar; ocupa este nivel 2-3 m. sobre el cauce actual y todo el fon-

do del valle, con suave pendiente hacia el thalweg del río, descansando sobre un substrato irregular que no siempre es observable.

Aluviones de analogos caracteres a las acumulaciones del curso actual del río en cuanto a su composición litológica y granulométrica (ASENSIO AMOR y GOMEZ MIRANDA, 1980 b). Depósitos de frecuentes bloques dispuestos desordenadamente y fosilizados por una capa de limos que acompaña a la cubierta vegetal del fondo del valle. Los límites del aterrazamiento son netos respecto a la vertiente y forma un talud vivo que corresponde al encajamiento del cauce actual del Porcía.

- Nivel 1-3 m. Matafoyarda

En la margen izquierda del río y en las proximidades de Matafoyarda, se ofrece un corte visible de 2-4 m. sobre el thalweg actual del río y de 1,5 de potencia. Se trata de un nivel con elevado porcentaje de aluviones gruesos, bloques relativamente concentrados en la masa desordenada de la acumulación y varios máximos en el histograma granulométrico; es un carácter típico de depósito situado en la confluencia con un importante colector secundario (río del Mazo).

La composición litológica de carácter local y su distribución en el espectro, es semejante a la de muchos depósitos actuales. Aterrazamiento bien delimitado respecto a la vertiente, con superficie horizontal y sin apenas inclinación hacia el curso fluvial. Escarpe neto hacia el cauce actual; no se observa substrato.

CUADRO IVCOMPOSICION GRANULOMETRICA Y LITOLOGICA

Escala	Candaosa			Matafoyada			Pte.Carretera Gral.		
	C%	P%	Q%	C%	P%	Q%	C%	P%	Q%
0 cm									
2-4	5	4	3	27	4	4	2	1	—
4-6	28	9	1	19	3	1	12	—	1
6-8	20	3	—	13	1	1	26	1	1
8-12	15	2	—	14	1	—	42	1	4
12-16	3	1	—	3	—	—	7	—	1
16-24	4	—	—	7	—	—	1	—	—
24-40	2	—	—	1	—	—	—	—	—
40-60	—	—	—	1	—	—	—	—	—
Md grano	6,0 cm			5,3 cm			8,5 cm		
Centilo	44,0 cm(C)			68,0 cm (C)			24,3 cm (C)		

MORFOMETRIA Cuarcitas (4-6 cm = L)

249

<u>DEPOSITOS</u>	<u>I. desgaste</u>			<u>I. aplanamiento</u>			<u>I. disimetría</u>	
	Md	% < 100	% > 500	M _O	Md	% < 1,5 % > 2,5	M _O	Md
Candaosa	166	26	0	100-150 0-50	1,86	11 17	1,75-2,00 2,25-2,50	686
Matafoya	189	11	4	100-150	1,96	13 24	1,75-2,00 3,00-3,25	667
Pte.Crta. Gral	302	0	7	250-300	1,88	23 20	1,25-1,75 2,00-2,25 2,50-2,75	610

- Nivel 1-3 m. carretera general

Por último, próximo al cruce de la carretera general de Oviedo a La Coruña -sector Tapia de Casariego-Navia- el Porcía muestra amplia expansión del cauce, con un lecho mayor y otro de grandes avenidas más el nivel de aterrazamiento a + 2-3 m. La carga aluvial de este último es totalmente semejante a aquella del cauce actual; las crecidas episódicas han motivado un ensanchamiento del cauce por socavación de orillas. Se observa la presencia de un escarpe neto del aterrazamiento.

6.2.5. La fracción de arenas en los depósitos de terrazas

En el cuadro V observamos los resultados obtenidos de la distribución de tamaños de la fracción inferior a 2 mm; este muestra que la matriz fina que engasta a los elementos gruesos es heterométrica: todas las fases arenosas están en general bien representadas.

Los valores de medianas son muy variables; se integran en casi todos los depósitos en la secuencia de grava-arena gruesa (2,53-1,07) excepto en las curvas E, G, (0,11-0,27) (fig. 19) que corresponden a arenas finas y muy finas y en la H, K (0,60-0,68) que pertenecen a arenas medias.

Todas las curvas muestran muy mala clasificación ($S_0 = 2,28-4,81$), también hay que destacar la existencia en algunas curvas de varias rupturas o estrangulaciones que denotan la presencia de modificaciones por mezclas de materiales de orígenes diferentes.

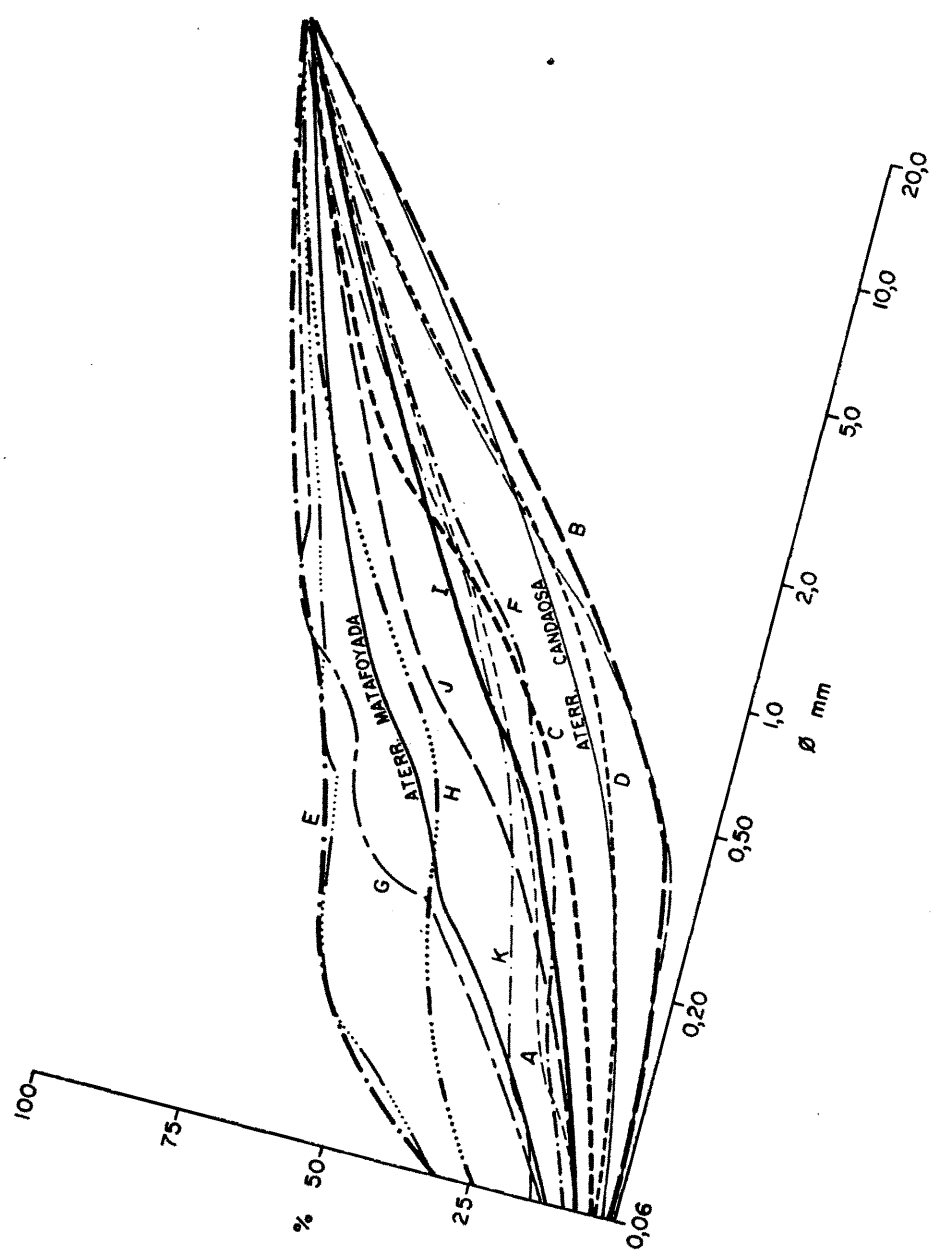
CUADRO V

COMPOSICION GRANULOMETRICA DE ARENAS, INDICES Y PARAMETROS

Depósitos	curva	% grava	% arena gruesa	% arena media	% arena fina	% arena m.fina	0,06	Q ₂	S ₀
Candaosa + 45 m	A	37,7	12,7	9,8	11,3	15,9	7,4	1,42	4,24
Castro + 25 m	B	57,5	20,5	13,6	5,1	2,4	0,6	2,53	2,28
Castro + 12 m	C	35,8	21,7	14,7	12,2	10,8	3,8	2,43	2,71
La Barrosa + 25 m	D	55,1	16,0	10,4	7,4	6,4	2,7	2,53	2,59
La Barrosa + 12 m	E	15,6	7,5	5,1	8,1	28,3	31,6	0,11	4,47
Matafoya + 25 m	F	40,4	17,5	12,0	6,9	12,6	7,7	1,55	3,55
La Veguina (aterrazamiento)	G	16,3	5,2	14,2	13,1	36,1	12,4	0,27	2,97
Sueiro + 25 m	H	21,9	14,2	14,7	4,8	17,3	24,1	0,60	5,77
La Veguina + 25	I	38,1	13,8	12,0	6,6	12,9	14,6	1,34	4,81
Sanchin + 12 m	J	36,2	14,1	16,4	12,2	12,9	7,2	1,07	3,64
Ens. Porcía + 12 m	K	27,9	11,3	20,6	16,9	15,9	6,8	0,68	3,36
Candaosa (aterrazamiento)		55,8	12,9	11,8	9,4	7,1	2,5	2,61	3,45
Matafoya (aterrazamiento)		22,7	8,4	14,7	18,2	22,9	12	0,43	3,81

Fig.19 Haz de curvas acumulativas de la fracción menor de 20 mm en acumulaciones antiguas, la presencia de variables pero sensibles cantidades de limos (tamaños menores de 60 micras) es el carácter de máxima diferenciación general con las acumulaciones actuales.

253



6.3. Consideraciones finales

El valle del Porcía tiene un conjunto de terrazas fluviales correspondientes a niveles de + 45 m; + 25 m; + 12 m. y aterrazamientos o depósitos de materiales que ocupan las margenes de los lechos con escarpes de 1-3 m, sobre el cauce actual. Desde el punto de vista sedimentológico los aluviones ofrecen diferencias poco sensibles.

Características comunes a todas las acumulaciones son las siguientes:

- Las cuarcitas son dominantes o exclusivas en la composición litológica de todos los depósitos (89%-97%) y se distribuyen en las dimensiones de cantos y pequeños bloques.

Los elementos pizarrosos son escasos (1%-10%) no alcanzando en general, tamaños superiores a cantos medianos; a pesar de que los afloramientos son en gran parte pizarrosos difícilmente sobrepasan por término medio, el 5% de la composición litológica de la carga aluvial antigua. El fuerte fraccionamiento de las pizarras y su acusada alteración, motiva la escasez de este elemento.

Los cuarzos están ausentes o su presencia en el espectro petrográfico se reduce al 1-2%.

- Materiales con relativo grosor ofreciendo valores muy variables de mediana de grano y centilo; acumulaciones heterométricas, con un máximo en la secuencia de cantos pequeños. Transporte longitudinal generalizado acompañado de abundantes

aportes periglaciares de vertientes (ASENSIO AMOR y GOMEZ MIRANDA, 1980 a) que modifican en cortos espacios los caracteres granulométricos de cada depósito.

Se trata de glacis-terrazas, en cuya formación detrítica se mezclan los aportes del curso fluvial con el deslizamiento de las masas esquistosas procedentes de las vertientes en el curso de su regularización; en ocasiones queda el material de ladera fosilizando a la terraza.

- Altos valores de desgaste indican fuerte actividad de la corriente en un regimen de tipo fluvial-torrencial. Índice de disimetría alto como resultado de acusado fraccionamiento del material.

- La fracción menor de 20 mm es muy heterométrica. Curvas acumulativas (fig.19) con mala clasificación ($S_o=2,28-5,77$) y altos valores de asimetría. La granulometría es característica de depósitos fluviales mal clasificados y modificados con posterioridad a su formación.

- La datación es difícil por la ausencia de indicios paleontológicos. Del nivel superior a + 45 m. sólo se ha localizado un depósito con escasa diferenciación topográfica en el interior (Candaosa) y otro en la desembocadura con retoque marino; la semejanza de resultados obtenidos para los niveles medio y bajo permite considerar los depósitos como acumulaciones de materiales de vertientes, propias de fondo de valle, con lo que la génesis de estas terrazas sería de tipo climático.

La posición de las terrazas, extendidas a lo largo y en las zonas inferiores de vertientes en vías de regularización, con sensible inclinación hacia el curso fluvial, conduce a considerar estas acumulaciones como formadas en la parte terminal de un glacis.

Uno de los glacis-terrazas que establecen la morfología de las partes inferiores de las vertientes y que se presenta con más nitidez, es el de Matafoyada, cuyo depósito, constituido por materiales bastante elaborados, descansa sobre la superficie de la ladera inclinada hacia el thalweg del río (Lám. XIV). Por analogía con otros glacis-terrazas del límite galaico-astur y próximas a este sector occidental asturiano, se pueden atribuir a las últimas fases de la morfogénesis del Tirreniense I (ASENSIO AMOR y NONN, 1964; NONN, 1966).

Si consideramos que en Candaosa existe un nivel de terraza + 45 m y que sobre la ensenada del Porcía aparece también el nivel + 45, encontrándose este último accionado por el mar, se puede deducir que el río ya estaba formado y circulaba a + 45 m sobre el thalweg actual cuando el mar invadió la rasa y accionó los materiales que sobre ella se encontraban; posteriormente el río continuó su progresivo encajamiento, de modo que cuando el cauce se encuentra a + 10-12 m sobre el thalweg actual no existe ya ninguna nueva invasión del mar, dado que este nivel + 10-12 m que aparece en la ensenada no presenta modificación marina.

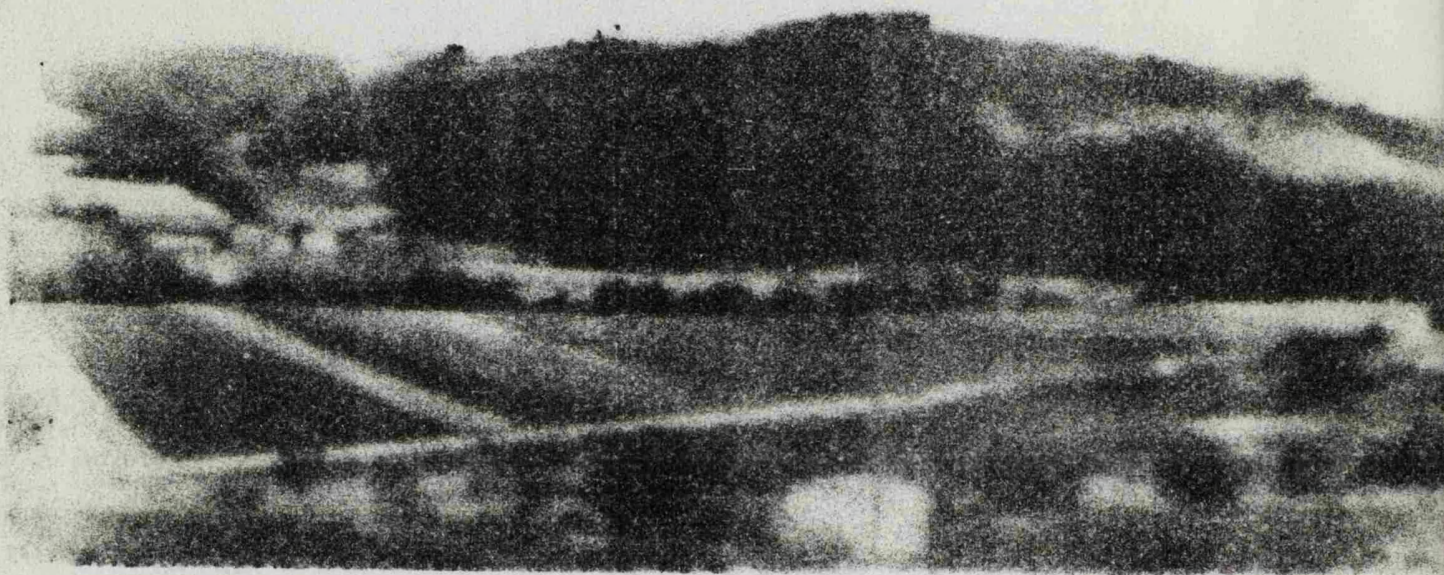
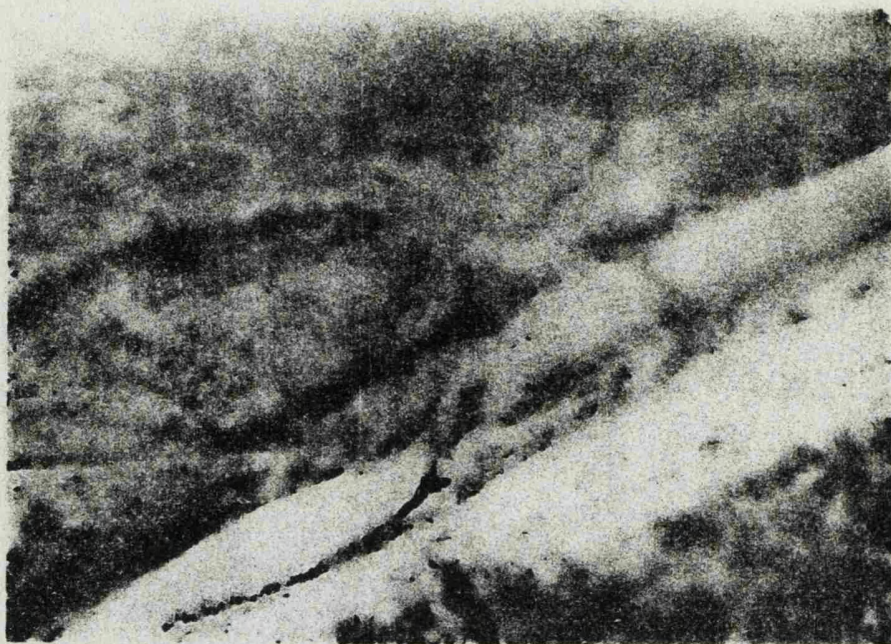
El nivel + 25 no está representado en la ensenada del Porcía, no ha sido observado por nosotros, lo que no nos permite saber si la transgresión marina afectó, o no a este nivel de terraza.

El encajamiento que presenta la red fluvial es muy grande y según la génesis de las terrazas se habrá producido en un tiempo relativamente breve, lo que llevaría a admitir una tectónica cuaternaria, ya que resulta difícil pensar que fuese debido a un proceso de erosión normal o de epigenesis. MARCOS (1973) considera que después del plegamiento hercínico no se han producido en esta zona nuevas manifestaciones tectónicas; nosotros no encontramos que otro hecho pueda justificar tan fuerte encajamiento en un tiempo relativamente breve.

Lám. XX

- A) Vertiente nor-occidental del pico de la Bobia, fuertes pendientes con vegetación de matorral y barrancadas de pequeña longitud. Nacimiento del río Porcía.
- B) La Veguina, en el valle del Porcía. Vertiente con irregularidades y ruptura de pendiente por la presencia de replanos que corresponden a tipos de rocas (cuarcitas) de mayor resistencia erosiva. Valle a fondo plano.

259



lam.xx

260

ACTIVIDADES MORFOGENETICAS Y
MANIFESTACIONES MORFODINAMICAS
DE LA CUENCA - VERTIENTE DEL
SUARON

CAPITULO SEPTIMO

7.1. Geomorfología dinámica de la cuenca del Suarón; los transportes sólidos en las grandes crecidas.

Introducción

Los efectos producidos como resultado de los fuertes chubascos y grandes crecidas que tienen lugar con carácter episódico en el límite galaico-astúr y más concretamente, en el Termino Municipal de Vegadeo acompañados del desbordamiento de las aguas del Suarón, se consideran a nuestro modo de ver, etapas sucesivas en la evolución geomorfológica de una cuenca-vertiente cuyo comportamiento está en estrecha relación con el carácter fisiográfico y geográfico del país y con la morfodinámica de la red fluvial. La observación de todos los fenómenos que se producen, las consecuencias que tienen así como la posibilidad de que no vuelvan a repetirse o al menos reducir al mínimo su fuerza de acción, dependientes de la morfología del territorio y de la dinámica de crecidas de los ríos, permiten comprender los diferentes aspectos de los resultados catastróficos de las grandes avenidas. Se trata de un tema en conexión con importantes intereses sociales y de significativa contribución al conocimiento de los medios de protección, defensa y ordenación del territorio.

El examen geomorfológico y morfodinámico de cuencas-vertientes se realiza con objetivos concretos de aplicación; unas veces puede ser la regularización agrícola de la comarca, otras el aprovechamiento hidroeléctrico y en términos generales, referidos a la problemática de la planificación del territorio.

El estudio de las formas del relieve y de las condiciones genéticas de la red fluvial, nos indica el origen y evolución del material sedimentario que actualmente ocupa los cursos de agua, así como las condiciones de erosión y diversas modalidades del transporte de aluviones. En el caso concreto que nos ocupa y referido a la cuenca-vertiente del Suarón, nuestras observaciones se relacionan con los caracteres geomorfológicos del territorio y con las consecuencias, referidas a los riesgos, que actualmente persisten o pueden persistir derivadas de la gran avenida que tuvo lugar en la fecha que a continuación señalamos. A primeros de septiembre de 1969 cayeron sobre ésta zona litoral galaico-astúr, limitada por el thalweg de la ría del Eo, fuertes precipitaciones excepcionales que motivaron en la cuenca-vertiente del Suarón una crecida de las aguas de extremada gravedad por lo efectos causados en las tierras de labor y viviendas particulares y comerciales; la zona corresponde a precipitaciones máximas pero las lluvias son moderadas, pudiendo clasificarse esta comarca como de frecuentes precipitaciones con reducida intensidad. Las grandes crecidas del Suarón son poco frecuentes, tratándose más bien de avenidas episódicas y de las que sólo se recordaba otra en 1937; la normal violencia de las aguas de asuso a ayuso es favorecida por la fuerte pendiente que ofrece el colector principal y afluentes en los primeros cinco kilómetros y en general, por la amplitud y configuración de la cuenca.

Al cabo de más de doce años no es posible determinar la cuantía e importancia de los destrozos causados y sobre todo, las posibilidades de reparación de mayor o menor urgencia, pero sí permite situar el contexto geomorfológico en un amplio marco que comprenda el proceso evolutivo y su desarrollo con posterioridad a la crecida, al mismo tiempo que establezca para el futuro un comienzo de recopilación de datos comparativos. La cuenca del Suarón se encuentra influenciada por el clima subtropical templado húmedo que actualmente padece, con lluvias frecuentes - como ya indicamos no de gran intensidad, salvo fuertes aguaceros - algunas nieves poco duraderas en invierno y corta estación estival, lo que se traduce en un régimen hidrológico muy uniforme y mantenido casi igual a lo largo de todo el año. Sin embargo, como hemos señalado anteriormente, en los fuertes chubascos episódicos existen factores que contribuyen a favorecer los desbordamientos de las aguas; la morfología de la cuenca queda muy contrastada por la presencia de un sistema montañoso relativamente alto, constituido por relieves residuales procedentes de un rejuvenecimiento de la red fluvial sobre una amplia penillanura o glacis de erosión y formados por estratos de cuarcitas, areniscas y pizarras correspondientes al tránsito Cámbrico-Ordovícico; una cuarta entidad petrográfica es la caliza, dispuesta en amplios filones, uno de los cuales aparece extendido en la parte occidental de la cuenca.

A partir aproximadamente de los cinco kilómetros, desde el nacimiento del Suarón hasta las aldeas de Restrepo y Molejón, el río disminuye su fuerte pendiente y aparecen algunos conjuntos aluviales antiguos a manera de terrazas, que evidencian un encajamiento de los thalweg y que no sólo se presentan en el cauce principal sino también en ciertos afluentes; la longitud total del Suarón es de 18,100 kilómetros; toda la cuenca está constituida por afloramientos del Paleozoico inferior; esquistos areniscosos, cuarcitosos y pizarrosos, con alguna veta o bolsada cuarzosa, muestra la monotonía de las formaciones geológicas coherentes y sólo rota por un filón de calizas dolomíticas, que como hemos indicado antes, parte aproximadamente de la vertiente norte del pico Ouroso (1.013 m.) al NW de la Garganta y desciende hacia el arroyo de Montouto; sólo dos manchones de calizas, uno en la vertiente E del mencionado pico y otro en la cabecera del arroyo que desciende hacia el Suarón entre Paramios y Restrepo, han podido suministrar este elemento a la carga aluvial; no obstante, el material calizo no se ha encontrado en ninguna parte del curso fluvial.

7.2. Parajes de referencia en la cuenca-vertiente

Para facilitar el estudio y descripción de los caracteres que presenta la cuenca-vertiente del Suarón (Mapa adjunto), hemos considerado a lo largo del curso fluvial tres tramos, aproximadamente coincidentes con el gradual desnivel que ofrece su perfil longitudinal desde cabecera hasta la desembocadura en la ría del Eo. En cada tramo se han establecido estacio-

nes de muestreo de materiales para control de la dinámica fluvial; estas observaciones se complementan con datos recogidos en estaciones fijadas en los cuaces de los principales colectores secundarios. El cuadro sinóptico representativo de la nomenclatura y posición geográfica del conjunto de tramos y estaciones, es el siguiente:

Colector principal; río Suarón

Tramo superior; desde la cabecera (A^o Tormil) hasta Caserio Mazo Viejo.

Estaciones

- I. Cabecera arroyo Tormil
- II. Caserio Busdemouros
- III. Zona intermedia entre Restrepo y Peña Tormil
- IV. Cruce con la ctra de Paramios a Molejón
- V. Barranca de Paramios

Tramo medio; desde Caserio Mazo Viejo hasta Venta de Montea-
legre.

Estaciones

- VI. Nafaréa
- VI-I. Caserio Vega de Ouvella
- VII. Herreria de Meredo
- VIII. Bustelo de Meredo
- IX. Taruta del Suarón

Tramo inferior; desde Venta de Montealegre hasta Vegadeo

- X. Couso
- XI. Samagán
- XII. Armeirin
- XIII. Proximidades de Piantón
- XIV. Confluencia arroyo Montouto

Colectores secundarios. Arroyos de:

Pumarín
 Molejón.....Tramo superior
 Lormes
 Añides.....Tramo medio
 Los Cobos
 Montouto.....Tramo inferior

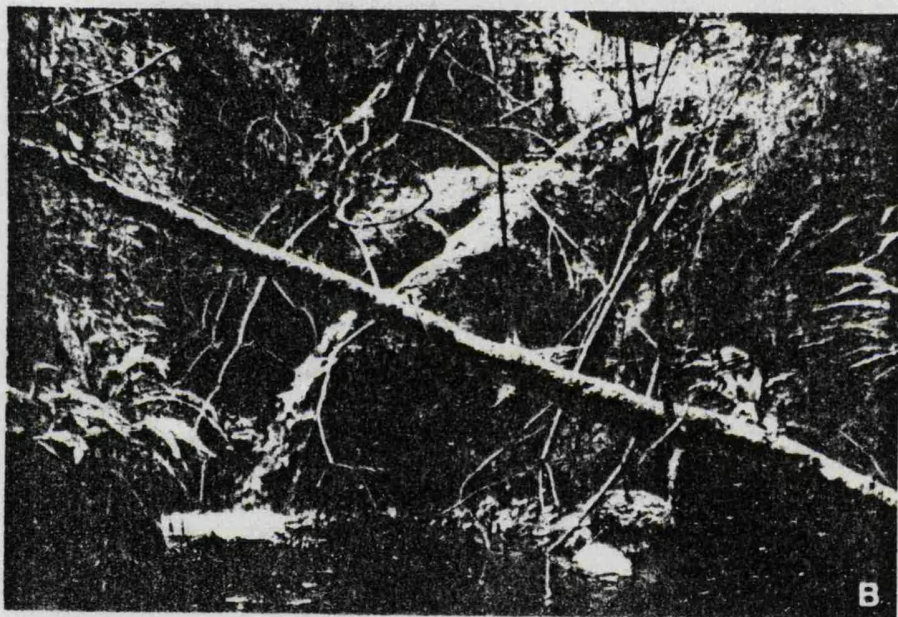
Caracteres de la cuenca-vertiente7.2.1. Tramo alto (estaciones I-V)a) Acciones morfogenéticas (Lám. XXI).

Cauce encajado en la base de las vertientes o bien en materiales de antiguos acarreos, con un lecho mayor de anchura variable comienza en cabecera con 1-2 m y alcanza aguas abajo de Peña Tormil los 4-6 m. Abundante carga aluvial casi desde cabecera (Lám. XXIA), distribuida en bancos abandonados por las grandes avenidas, y diques; estas acumulaciones se forman en montón por bloqueo de materiales muy gruesos y dan lugar a acusadas rupturas de pendiente, a veces con formación de cascadas.

Lám. XXI

- A) Tramo superior del cauce actual río Suaron con abundante carga aluvial distribuida en barras longitudinales y bancos abandonados. Paramios.
- B) Presencia de troncos y ramajes en el Suarón que favorecen el mal calibraje de su cauce.

268



lam.XXI

La actividad morfogenética es fuerte en todos los sectores de este tramo alto; se trata de un régimen fluvial de carácter acusadamente torrencial, siendo más frecuentes las socavaciones de las margenes de los cauces que las excavaciones en el fondo de los mismos. Cauce con fondo rocoso y a veces las margenes también están formadas por afloramientos cuarcitosos y pizarrosos: la sobrecarga de materiales detríticos da lugar a la formación de presas naturales. La presencia en los cursos fluviales de éste tramo alto del Suarón de troncos y ramajes de árboles (Lám. XXIB), de vertidos procedentes de la construcción de caminos y carreteras, de molinos abandonados, de puentes de madera a manera de pasarela, y de otros obstáculos de tipo natural o artificial, favorecen el mal calibrado de los cauces al retener abundantes materiales de acarreo; las variaciones de grosor de las acumulaciones de materiales detríticos en el curso fluvial, es muy frecuente en el paso de una estación o otra; el mal calibre de los cauces se debe también a los aportes de vertientes.

En el curso fluvial alternan sectores estrechos y agargantados con otros de moderados ensanchamientos del valle y formación de meandros. Terrazas de cultivo altas con materiales procedentes de vertientes, y bajas con aluviones de arrastre longitudinal que son inundadas en las grandes crecidas y sufren modificaciones en su configuración.

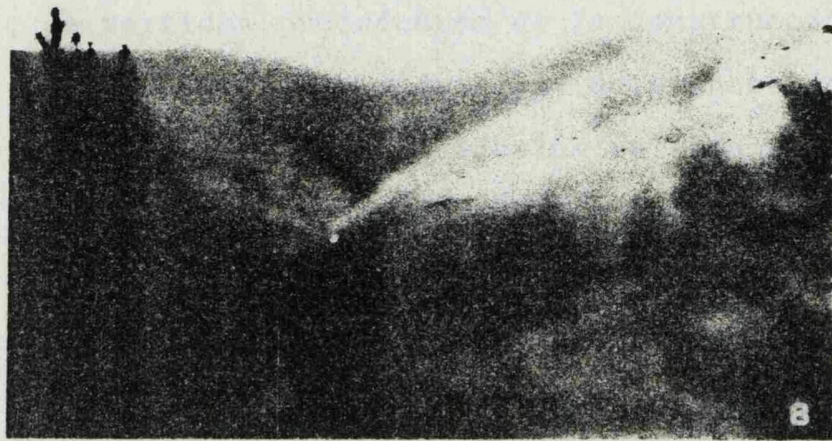
b) Manifestaciones morfodinámicas de vertientes (Lám. XXII)

Vertientes con afloramientos de cuarcitas y pizarras cubiertas en la mayoría de los espacios por vegetación arbus-

Lám. XXII

La cuenca-vertiente del Suarón en su tramo alto.

- A) Vegetación arbustiva y de matorral con afloramientos de cuarcitas y pizarras.
- B) Vegetación mixta de matorral y árboles en el nacimiento del Suarón; al fondo el caserio de La Garganta (1200 m).
- C) Abarrancamientos profundos que forman colectores secundarios que descargan en el curso fluvial principal.



tiva y de matorral que desciende hasta los cauces fluviales (Lám.XXIIA); en algunos sectores agargantados se forman altos cantiles coronados por replanos morfológicos. Laderas escarpadas o con suaves pendientes, abarrancamientos profundos que a veces dan lugar a la formación de colectores secundarios (Lám. XXIIIC) con abundantes materiales de arrastre que descargan en el curso fluvial principal.

El roquedo coherente de las vertientes cuarcítico-pizarrosas se encuentra bastante fisurado con fuerte circulación diaclásica y está recubierto por formaciones detríticas superficiales muy permeables y de aquí, las numerosas infiltraciones de aguas por las laderas de los relieves. La litología de estas formaciones es analoga a la de los afloramientos, puesto que sus elementos son el resultado de la destrucción de la roca "in situ". En ocasiones estos depósitos detríticos alcanzan tamaños de bloques y son sometidos a acciones gravitatorias y de solifluxión por las vertientes.

Las formas del relieve están en función de procesos geomorfológicos relacionados fundamentalmente con acciones periglaciares y fluvio-torrenciales; se trata de fenómenos de ablación y acumulación de materiales en vertientes y cauces fluviales.

7.2.2. Tramo medio (estaciones VI-IX)

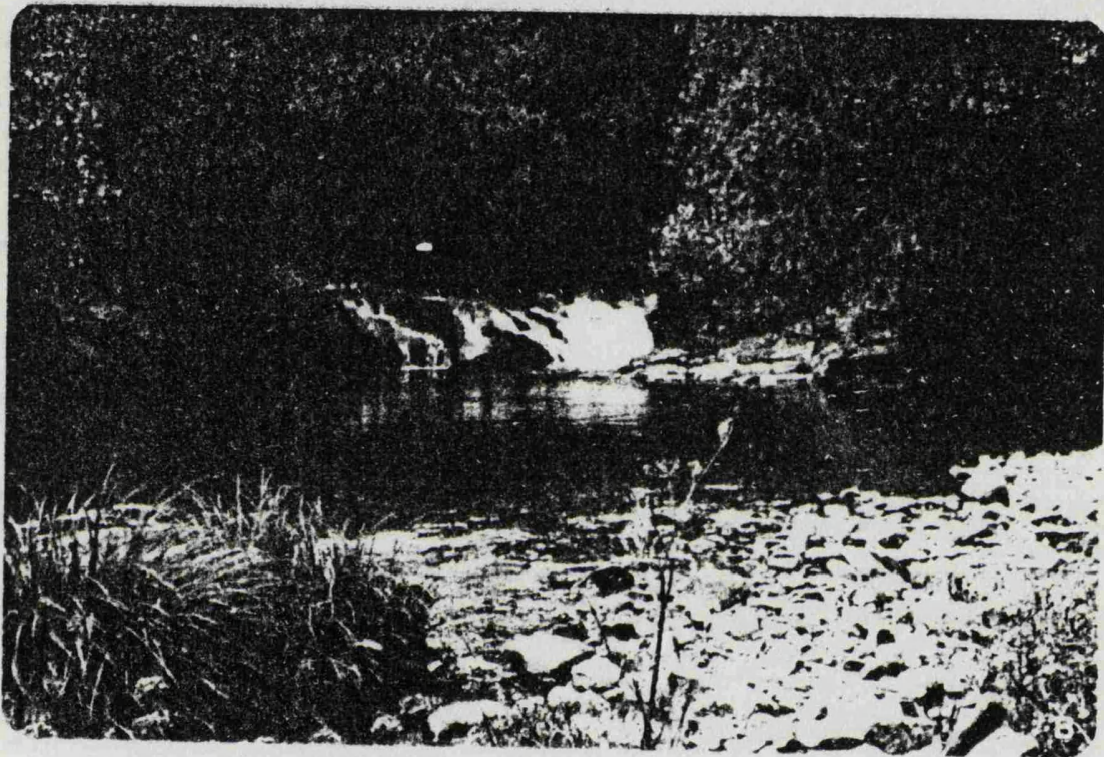
a) Acciones morfogenéticas

En este tramo medio los cauces tienen, en general, un lecho mayor estacional a fondo plano -aluvial o rocoso- (Lám.XXIIIA)

Lám. XXIII

- A) Lecho mayor estacional a fondo plano en el tramo medio del río Suarón. Abundante carga aluvial en bancos abandonados y diques.
- B) Aguas abajo de Meredo se originan acumulaciones forzadas a manera de fortil escalonado.

274



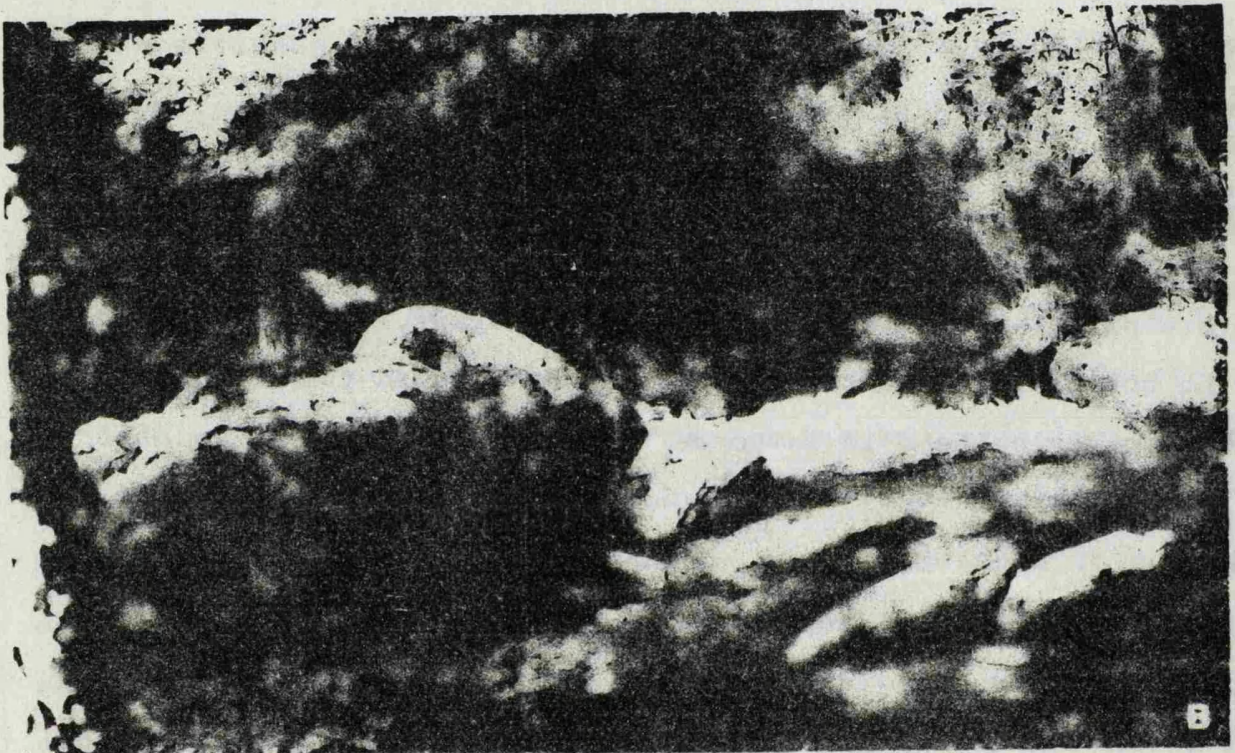
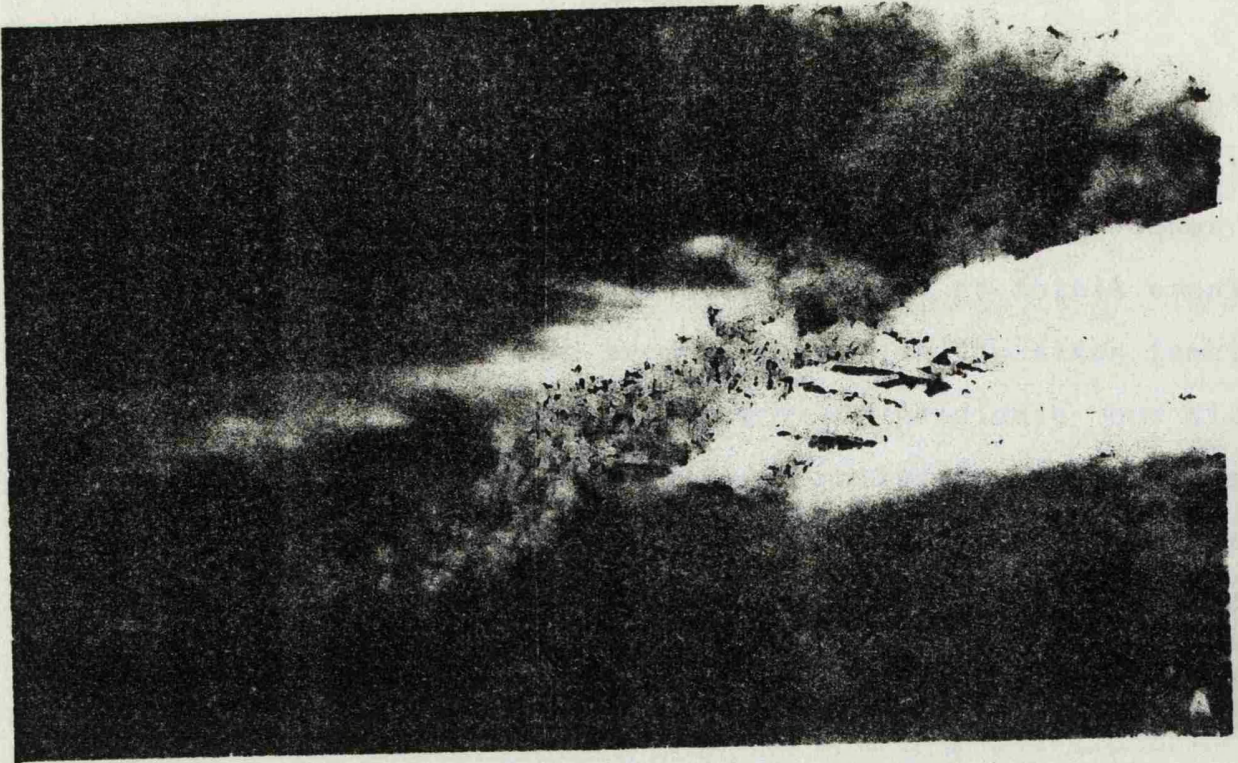
lam. XXIII

XXIIIA) con abundante carga aluvial dispuesta en bancos abandonados y diques, siendo raros los canales anastomosados (est. IX Taruta del Suarón y Bustelo de Meredo est. VIII); bloques y cantos forman acumulaciones forzadas a manera de fortíl escalonado (Lám. XXIIIB) masas de arena y gravas se depositan también en condiciones forzadas ante la ruptura de pendiente- que alcanzan hasta 2 y 3 m de caída en cascada -motivadas por las presas artificiales (Lám. XXVIB). Existen sectores del cauce - como por ejemplo en Herreria de Meredo, Meredo, Taruta del Suarón - en los que aparecen dos lechos: uno, el mayor estacional y otro de grandes avenidas sobrecargado de materiales de arrastre, aterrazado y cubiertos de vegetación unas veces y otras levantados por sucesivas avenidas de relativa violencia; este segundo lecho se extiende hasta la base de las vertientes; árboles, arbustos y matorrales cubren en algunos parajes las orillas y protegen su destrucción

En ambas márgenes del cauce terrazas de cultivo con materiales gruesos de naturaleza y tamaño a los actuales del curso fluvial, cubiertos por una capa de suelo y con fuertes pendientes hacia el thalweg del río; estas acusadas inclinaciones motivan que en algunos lugares (Herreria de Meredo) estén protegidas por muretes de contención para la defensa de posibles deslizamientos del terreno. A pesar de que los colectores secundarios (arroyos Añides, Lormes, Molejón) son relativamente favorables a la onda de crecida, puesto que su incidencia en el colector principal es más o menos oblicua, se producen inunda-

Lám. XXIV

- A) La abundancia de matorrales en los cauces no deja espacio libre para la circulación normal de las aguas.
- B) La sobrecarga de materiales gruesos dificulta también la libre circulación a lo largo de todo el cauce.



ciones en particular de las terrazas de cultivo bajas; sólo en Herreria de Meredo estas terrazas bajas están ocupadas por pequeños caserios, con grave peligro en una gran avenida.

El río recorre tramos agargantados y en ciertos parajes formando meandros muy encajados (Lám. XXVB) donde se manifiesta un recalibrage de la carga aluvial con cierta limpieza de materiales, es decir, acumulaciones actuales que funcionan en las grandes crecidas. Las acciones morfogenéticas de los cauces son fuertes; se manifiestan al ensancharse por socavación de orillas dejando al descubierto el material del aterrazamiento, que en algunos lugares se encuentra fosilizado por derrumbios de laderas; también aparecen excavaciones de cauces con formación de hoyos, si bien muy poco profundos. La presencia de obstáculos que contribuyen al mal calibrage del cauce, es evidente; a veces la falta de espacio libre por donde circulan normalmente las aguas, no sólo se debe a la sobrecarga de materiales gruesos que forman pequeñas presas, sino además a la abundancia de troncos de árboles y matorrales; en la estación VII (Meredo) el puente de la carretera retiene abundante material detrítico; en la estación VIII (Bustelo de Meredo) la presencia de molinos así como puentes de madera, favorecen la retención del material de transporte.

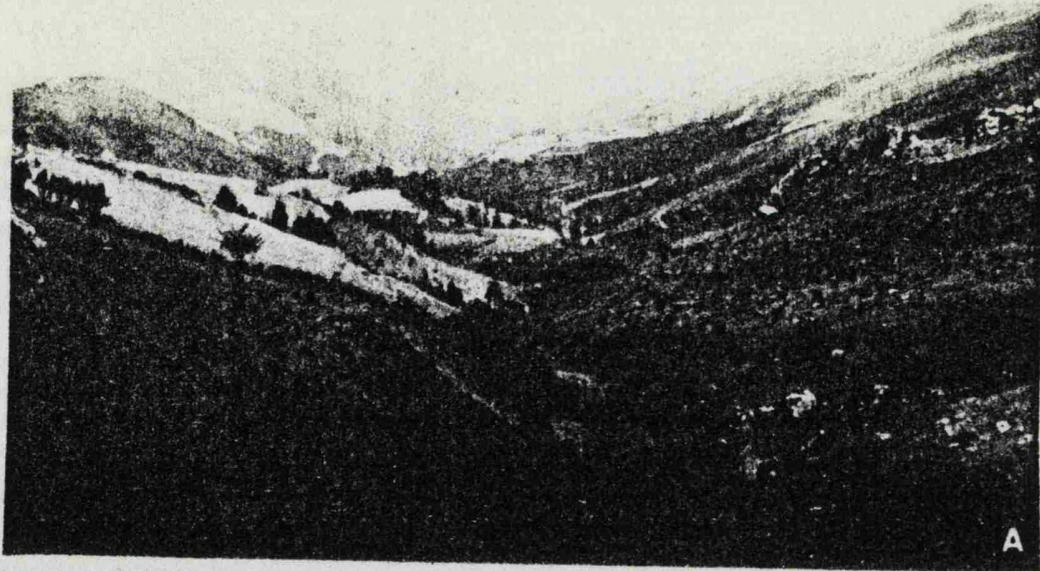
b) Manifestaciones morfodinámicas de vertientes

Distribución normal de valles con formación de afluentes de segundo y tercer orden, a veces relativamente encajados y cuyas descargas inciden en el colector principal; ensanchamiento de valles de acusada asimetría, con vertientes de fuer-

Lám. XXV

- A) Vista retrospectiva desde Nafarea. Vertientes más pronunciadas en el tramo alto cuyas laderas se van suavizando y regularizando en el tramo medio con ensanchamiento de valles.
- B) Tramos agargantados con formación de meandros encajados.

280

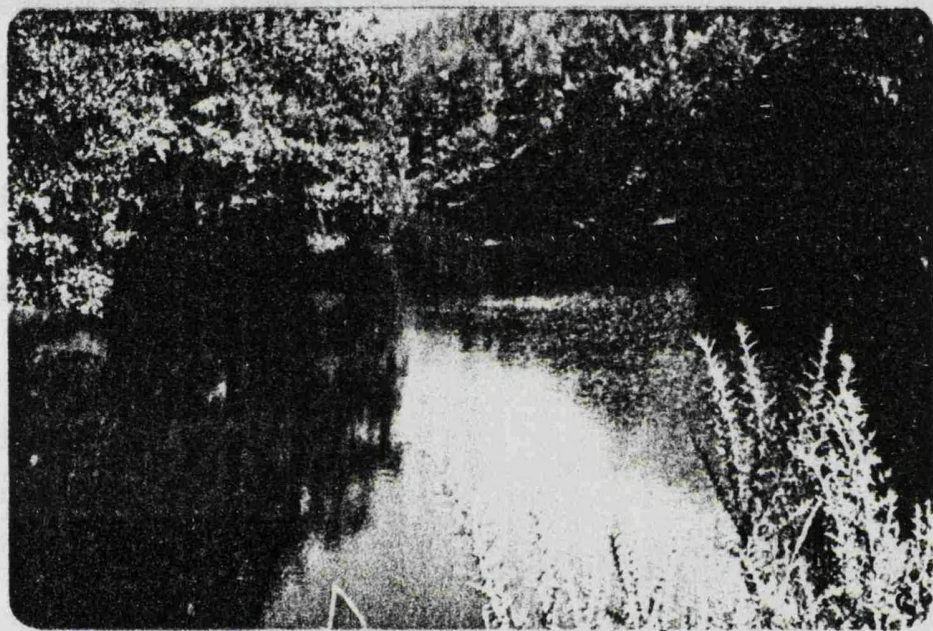
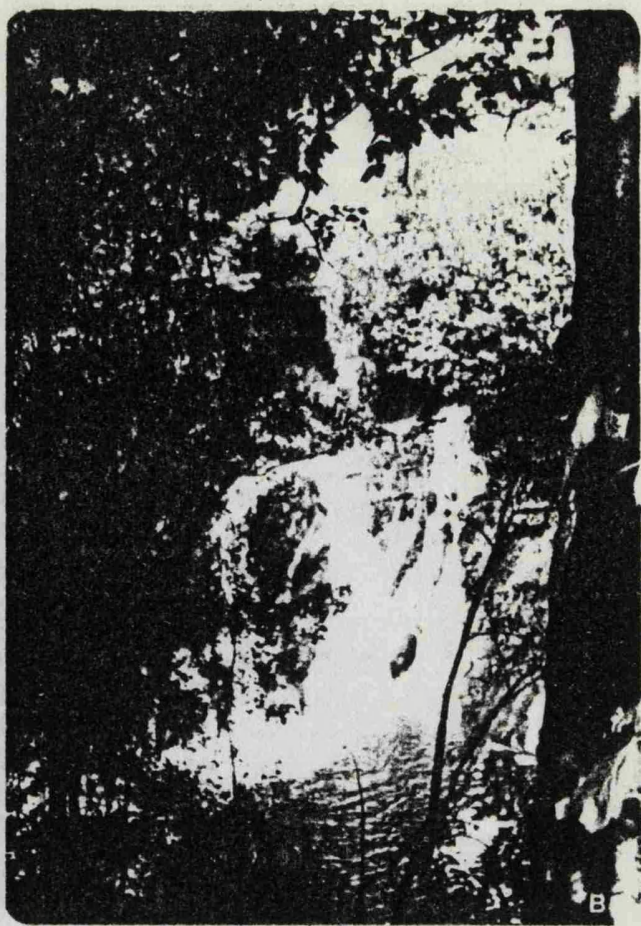
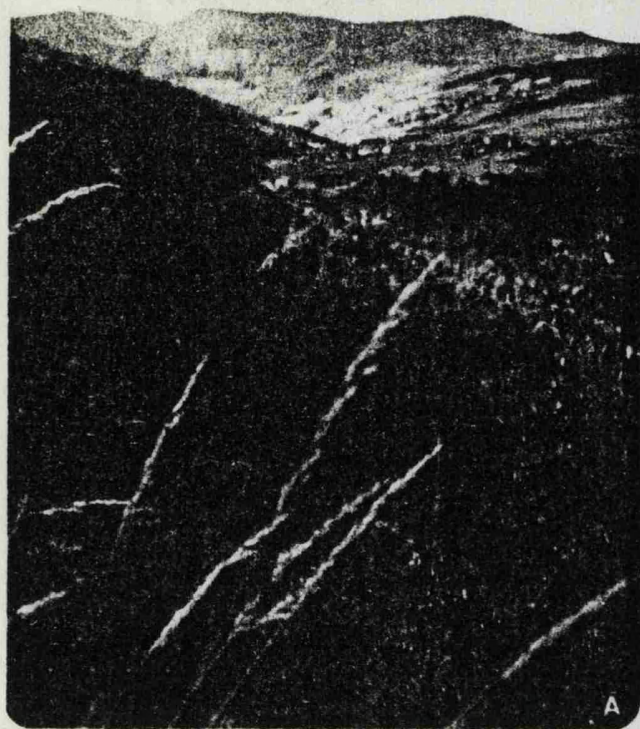


lam.xxv

Lám. XXVI

- A) Vista desde Vega de Ouvella, al fondo las pendientes suaves y cultivadas de Nafarea.
- B) Presa de Sestelo en el tramo inferior del río para la producción de energía eléctrica.
- C) Parte superior de la presa de Sestelo, cuyo mecanismo para la descarga del exceso de agua se halla obstruido por ramajes.

282



lam. xxvi

te inclinación de una parte y de otra, con pendientes muy suaves, tendencia a la regularización y cultivadas en la mayoría de sus espacios (Lám. XXVA; XXVIA). Vertientes fuertemente escarpadas con afloramientos cuarcítico-pizarrosos, muy fragmentados -producidos los fenómenos de rotura unas veces por procesos naturales y otras, por desmontes en la construcción de pistas y caminos vecinales; en las laderas abundantes escombros originados a partir del substrato local y sometidos a mecanismos de solifluxión y de gravedad.

En los fuertes chubascos y como consecuencia, durante las grandes crecidas, las manifestaciones geomorfológicas de socavación de orillas, excavación de cauces, construcción de bancos y diques en los lechos y deslizamiento del terreno en las vertientes, son procesos relativamente frecuentes en este país.

7.2.3. Tramo bajo o inferior (estaciones X-XIV)

a) Acciones morfogenéticas

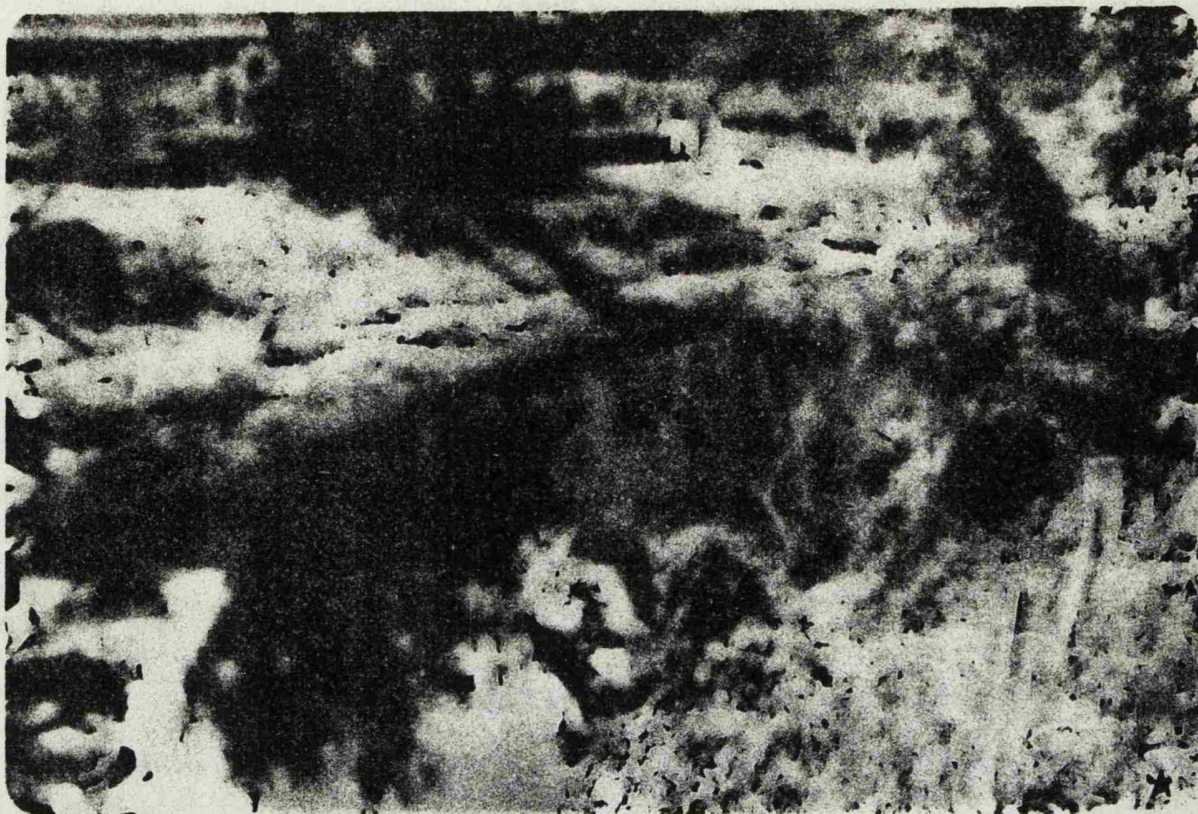
La actividad morfogenética en este tramo inferior del Suarón ha sido muy fuerte; cauce a fondo plano -aluvial o rocoso que se prolonga a las orillas -mal calibrado y sobrecargado de aluviones, con dos lechos: uno mayor estacional con crestas o elevaciones de materiales de arrastre y otro, excepcional de grandes avenidas; en ambos, los materiales, en las dimensiones de cantos y bloques se disponen en bancos y diques acumulados en montón, dando lugar a rupturas de pendiente escalonadas.

Terrazas de cultivo -algunas habitadas- en las dos márgenes del curso fluvial, que son cubiertas por las aguas en las grandes crecidas (Lám. XXVIIA) en ellas se observan modificacio-

Lám. XXVII

- A) Terrazas de cultivo habitadas en ambas margenes del curso fluvial que son cubiertas por las aguas en las grandes avenidas, con riesgo de ser destruidas, como sucedió en 1969 don de se originaron importantes destrozos.
- B) Barra semilunar (pointbar) con abundante material detrítico en el meandro de Taruta del Suarón, aguas abajo de Meredo.

285

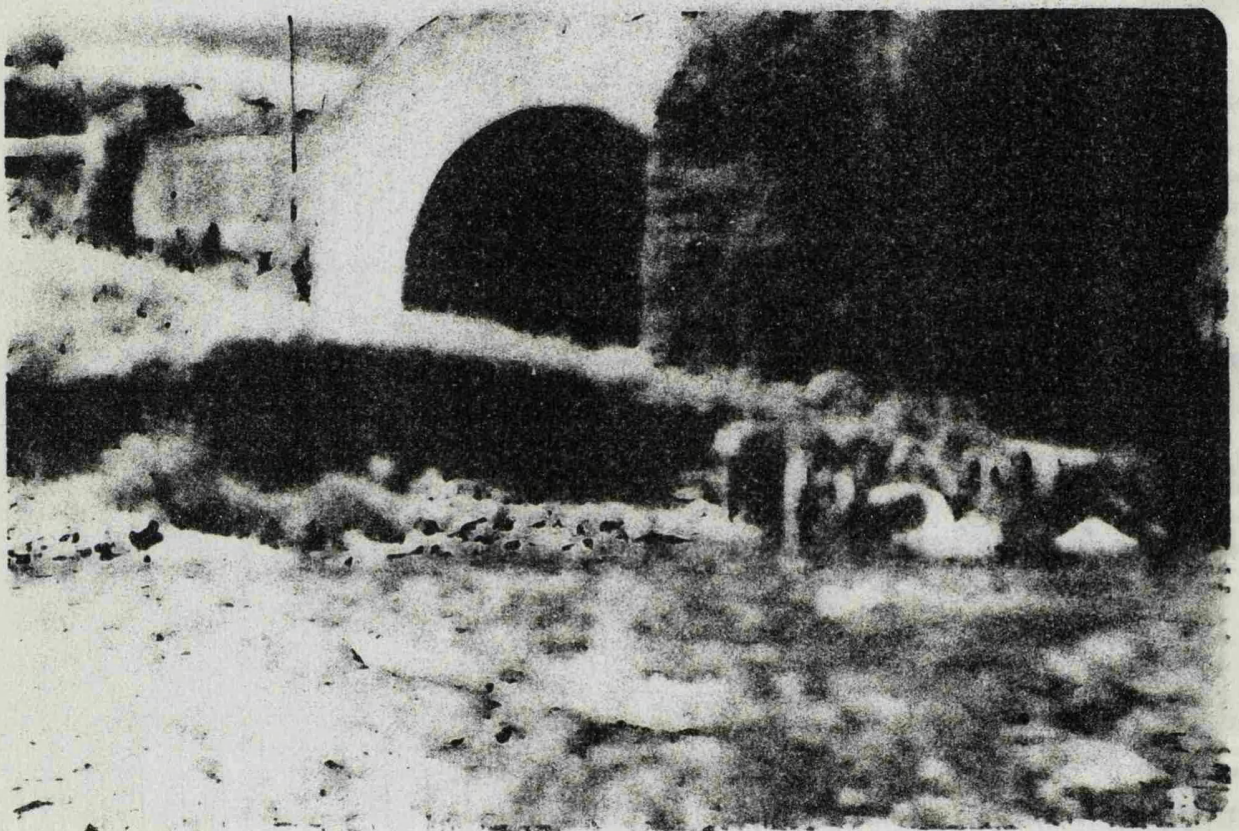
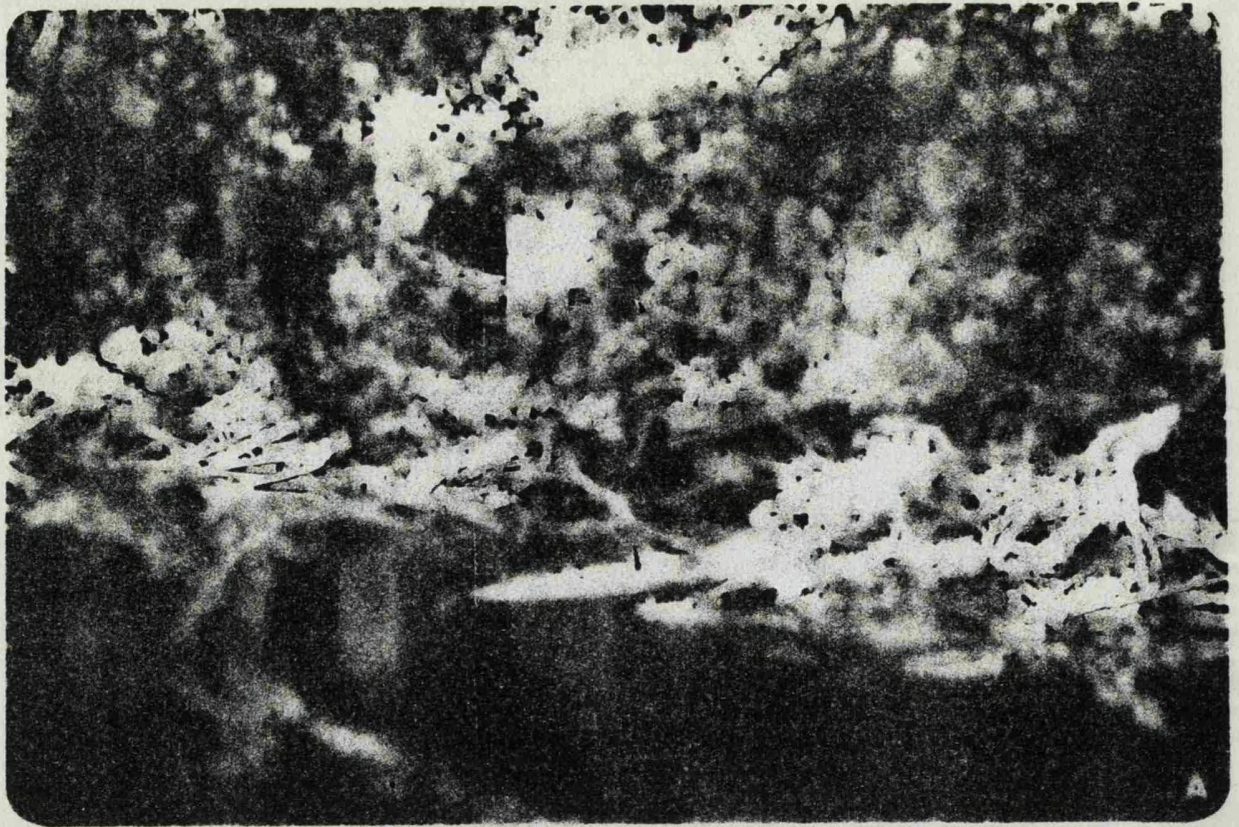


B

lam.xxvii

Lám. XXVIII

- A) El tramo inferior del río presenta continuamente un estado de mal calibraje por estar cubierto de restos de matorrales y troncos de árboles arrancados y depositados en el cauce.
- B) Los puentes retienen masas de aluviones y próximos a ellos se forman pequeños aterrazamientos.



nes sufridas durante las inundaciones y aluviones recientes en los que se encaja el cauce actual, con incorporación de materiales a la carga aluvial. En algunos parajes las margenes de los cursos de agua, con talud bien neto, se encuentran estabilizadas por la vegetación de matorrales, árboles y arbustos. Curso fluvial muy sinuoso con numerosos meandros encajados.

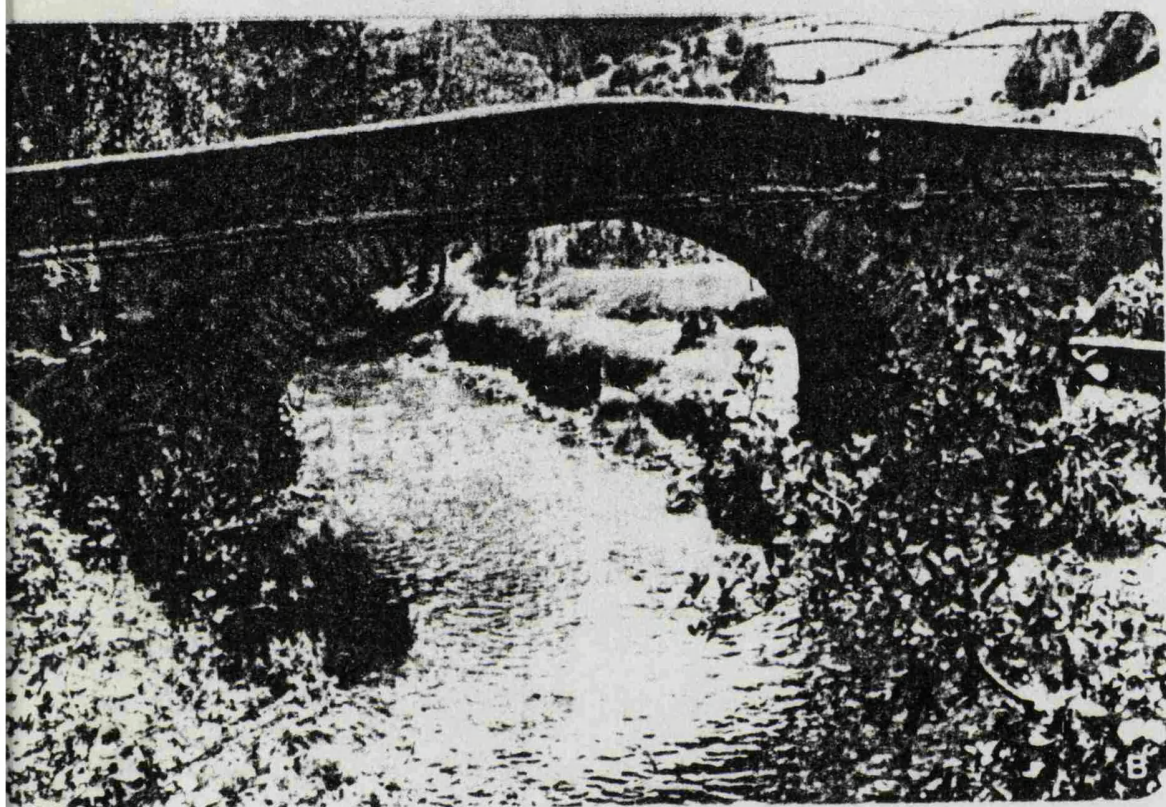
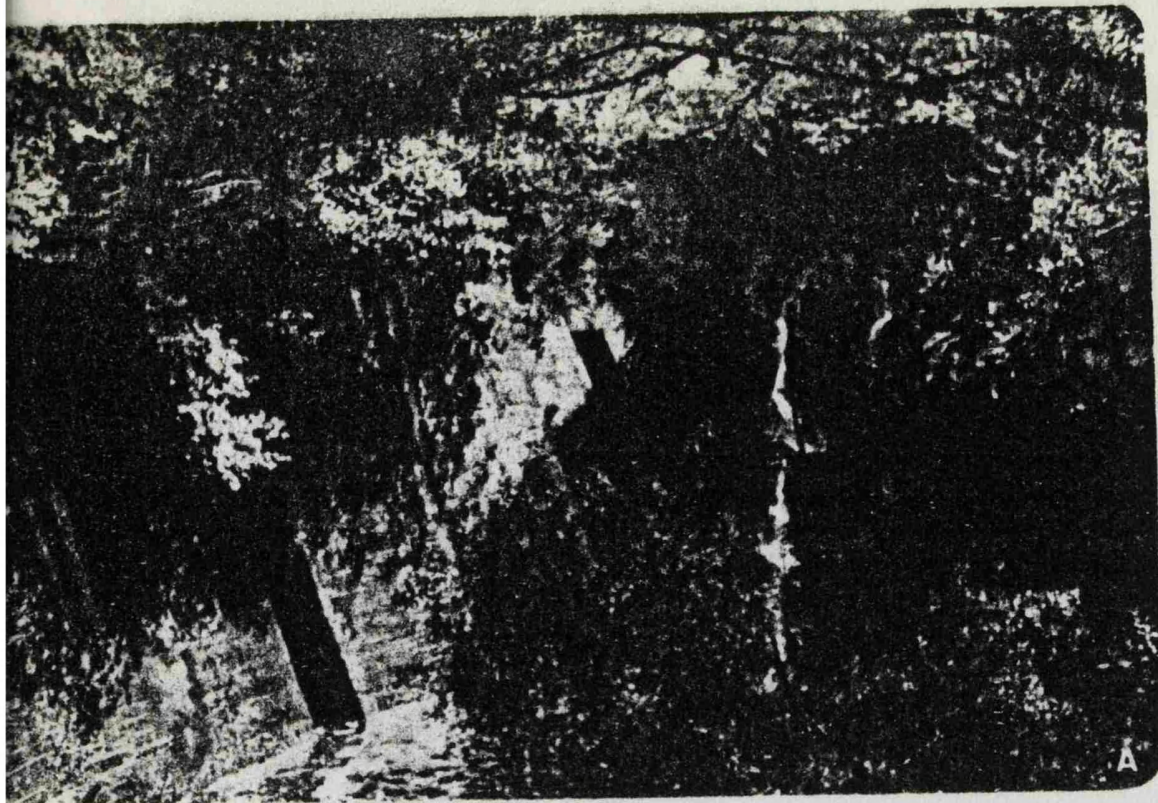
A lo largo de todo este tramo inferior el estado de mal calibrage del curso del río se debe:

- 1º A la presencia de presas naturales formadas por acumulaciones de materiales con bloqueo de los elementos más gruesos, y dando lugar a veces a caídas de las aguas en cascadas (Lám. XXVIIIB).
- 2º A la existencia de presas artificiales dispuestas para modificar el curso principal de las aguas y utilizarla en regadíos.
- 3º A las características de construcción y estado en que se encuentran algunos puentes que retienen no sólo masas de aluviones de acarreo, sino también materiales de variada naturaleza (Lám. XXVIII)-como restos de matorrales y troncos de árboles arrancados y depositados en los cauces- y que no sirven más que para incrementar el ya defectuoso calibrage del curso fluvial. En el paraje de Sestelo existe la presa que origina un salto de agua para energía eléctrica (Lám. XXIXA) y que fue rota- según comunicación personal- por los extremos durante la última gran avenida de 1969; en la parte superior de la presa el mecanismo para la descarga del exceso de agua se halla obstruido por ramajes de árboles y arbustos.

Lám. XXIX

A) Presa de Sestelo

B) Puente de Piantón, próximo a la desembocadura del Suarón en
el río Eo, con retención del material.



lam. XXIX

Es frecuente observar fuertes acciones geomorfológicas con el ensanchamiento del curso del río por socavación y retroceso de orillas por el contrario, el proceso de excavación de cauces es mínimo.

b) Manifestaciones morfodinámicas de vertientes

Vertientes con procesos evolutivos diferentes; unas ecarpadas y con manifiesto comienzo de regularización y otras formando acantilados de aproximadamente 30-40 m de altura; pendientes sometidas a solifluxión, con numerosos acaravamientos y barrancadas que descargan con carácter torrencial en el colector principal, con formación de thalweg de segundo orden relativamente encajados: otras veces se trata de vallificaciones relativamente amplias. El substrato de cuarcitas y pizarras aflora en las laderas o bien está cubierto por formaciones detríticas de espesores superiores a 0,50 m; deslizamientos de terrenos que afectan a las vertientes, fuertes fragmentaciones rocosas con abundantes escombros e infiltraciones.

7.2.4. Colectores secundarios (Lám. XXX).

Los cauces de los principales afluentes del Suarón (Pumarín, Molejón, Lormes. Añides, Los Cobos, Montouto) atraviesan sectores agargantados y vallificaciones de variable amplitud; constituyen torrenteras más o menos profundas con abundantes materiales de arrastre, distribuidos de manera análoga a la carga aluvial del curso principal; bancos abandonados y diques, acumulaciones forzadas con o sin bloqueo y construcciones de presas naturales con marcadas rupturas de pendiente;

Lám. XXX

- A) Vertientes en el tramo medio con frecuentes afloramientos cuarcítico-pizarrosos.
- B) Colector secundario que baja con fuerte pendiente hacia el colector principal, originando en su margen izquierda un pequeño aterrezamiento.

293



8

lam. XXX

lechos mal calibrados, con fondo rocoso o aluvial de cantos y bloques y protegidos por abundante vegetación de árboles y matorrales.

Vertientes escapardadas unas y más o menos regularizadas otras, sometidas a procesos gravitacionales y de solifluxión; laderas con materiales de escombros de tipo periglaciario y derrubios procedentes del desmonte para la construcción de pistas y caminos vecinales; replanos morfológicos y barrancadas relativamente encajadas con formación de thalweg de segundo y tercer orden.

Fuerte actividad morfogenética, particularmente a la salida de tramos agargantados, con acentuada pendiente del curso de agua. Las manifestaciones geomorfológicas -socavación de orillas, excavaciones de cauces, acumulaciones de materiales en los lechos formando cresterias, desprendimientos de terreno que afecta a las vertientes, etc- también son significativas para la mayoría de los afluentes.

En resumen, tanto las manifestaciones morfogenéticas en los cauces como la actividad de la dinámica de vertientes, tienen numerosos puntos comunes en todos los cursos fluviales de la cuenca montañosa del Suarón; las observaciones realizadas en los colectores secundarios -la mayoría considerados como torrentes de vertientes con sobrecarga aluvial- evidencian la gran influencia que presentan en las crecidas episódicas sobre el colector principal; todos los arroyos que confluyen con pendientes fuertes, tienden a incrementar en las grandes avenidas las

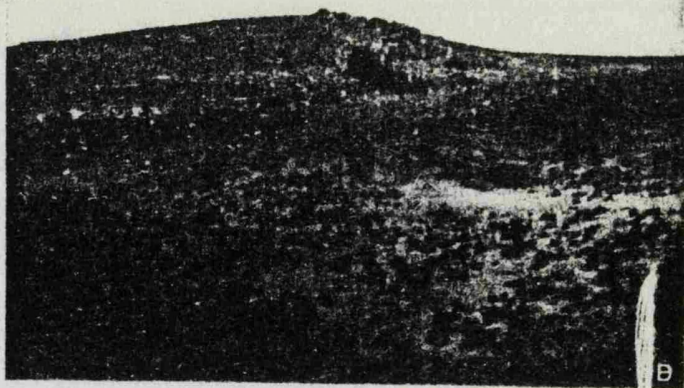
Lám. XXXI

Diversas manifestaciones de las vertientes A, B, C, D. Zona de Peñas Grallas, donde existen manifestaciones de coladas geli-fluidales y fenómenos de macrogelivación; E, F, G, H, vertientes en el tramo medio y bajo de la cuenca del Suarón, donde los frecuentes fenómenos de solifluxión " tardiglaciares" han colaborado a la regularización de vertientes.

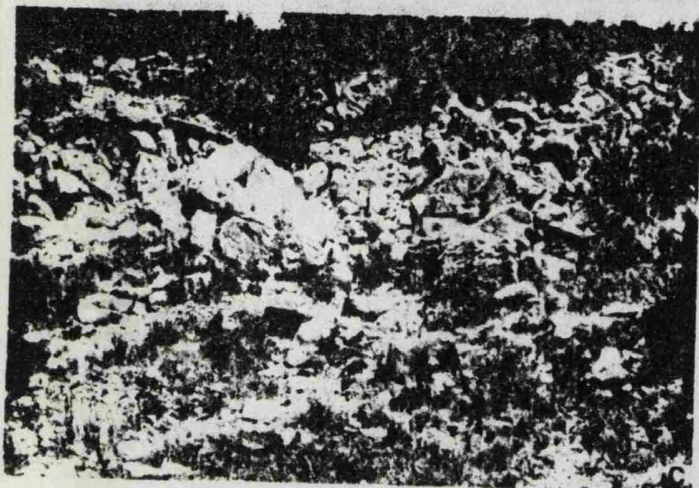
296



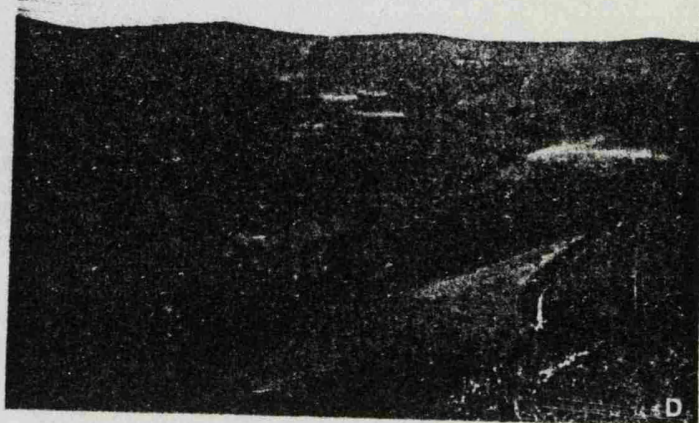
A



B



C



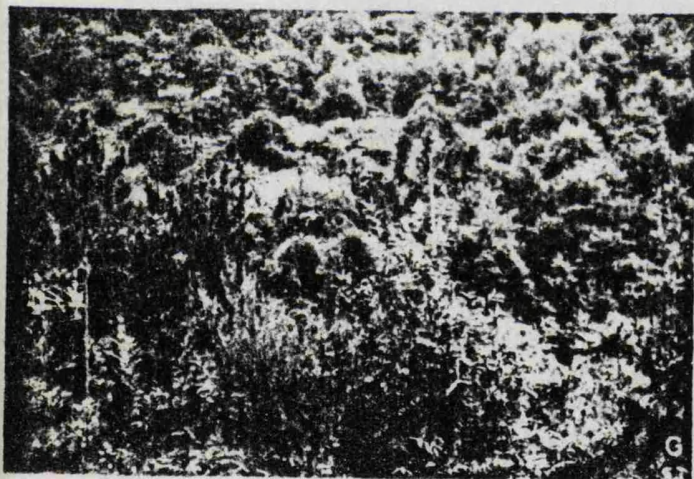
D



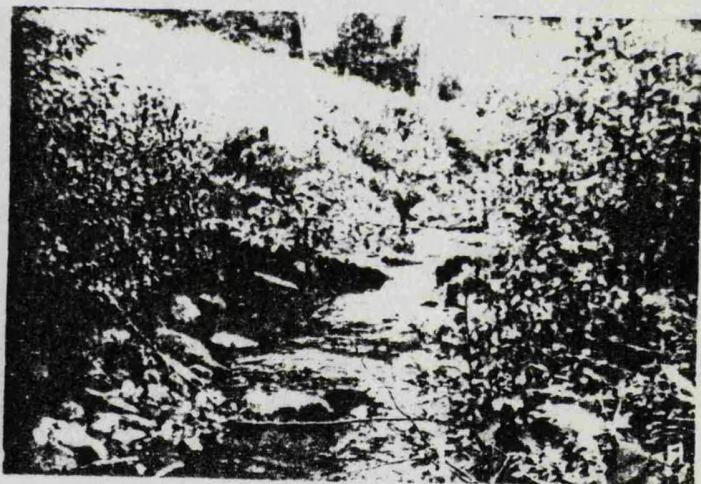
E



F



G



H

pulsaciones de la corriente y facilitan el transporte de materiales en los cauces.

7.3. Reconstitución de la carga aluvial; dinámica de cantos (Cuadro I).

La estación I muestra una mezcla de materiales poco desgastados con otro grupo de elementos que han sufrido clara elaboración, con un máximo poco destacado en la secuencia de 250-300; a pesar de la situación de cabecera fluvial, el valor de la mediana de índice de desgaste es de 136, carácter que unido al desarrollo del histograma evidencia materiales accionados previamente en el fondo del cauce y antes de que fueran transportados hacia aguas abajo.

Todos los parámetros e índices de desgaste que presenta la estación II de Busdemouros manifiestan una elaboración más avanzada del material escaso porcentaje de cantos poco desgastados (4%), mediana de 219 y presencia de algunos elementos muy desgastados; todo ello confirma la mezcla de materiales, algunos elaborados "in situ" sin apenas movilización (¿marmitas torrenciales?) con otros de moderado accionamiento. (Fig.20)

A pesar del corto recorrido desde cabecera hasta la estación III, el progresivo desgaste del material es muy notable (Md.Id.=311); el aspecto del histograma corresponde a depósitos fluviales con acusada torrencialidad; el porcentaje de cantos poco desgastados es nulo y el ascenso hacia el máximo principal es rápido; un nuevo máximo aparece en 300-350 con un porcentaje de elementos casi análogos al máximo anterior; final

mente, la presencia del 7% de cantos muy desgastados manifiesta la violencia del medio hidrodinámico; existe por tanto en esta estación materiales con accionamiento fluvial progresivo. (Fig.20)

La estación IV está localizada a pocos metros aguas arriba del puente que cruza la carretera de Paramios a Molejón y en un tramo agargantado; la mediana del índice de desgaste es alta y el histograma muestra tres máximos que evidencian diferentes procedencias de materiales; el máximo principal se sitúa en 200-250 y que muy bien puede ampliarse a 300; este máximo coincide con el modo principal de un aterrazamiento emplazado en este mismo lugar y a unos 3 m sobre el thalweg actual del río y probablemente corresponda a aluviones transportados a corta distancia por un colector secundario; el segundo máximo y el tercero pueden proceder de aluviones en tránsito longitudinal a través de la garganta; finalmente, los elementos de desgastes superiores a 550 pudieron ser retenidos y accionados en marmitas. En consecuencia, los aportes a la carga aluvial en estos parajes proceden tanto del tránsito longitudinal particularmente durante las crecidas, como de aluviones que ocupan los cauces de arroyos laterales. (Fig.21).

La estación V (Barranca de Paramios) corresponde a la salida de un tramo agargantado y una pequeña ampliación del valle; varios máximos en el histograma y el principal destacado y amplio; coincide con la posición del máximo principal en la estación anterior, lo que explica el tránsito de aluviones con

CUADRO I

Parámetro e índices de desgaste de cantos(cuarcitas 4-6 cm = L.)

Estaciones.	Md.	%<100	%100-300	%300-500	%>500	Mo
I.	136	28	69	3	—	100-150; 250-300
II.	219	4	69	21	5	150-200; 500-600
III.	311	—	46	47	7	200-250; 300-350
IV.	304	—	50	40	10	200-250; 400-450 500-550.
V.	286	1	55	37	7	200-300; 450-500 600-650.
VI.	369	—	26	57	17	300-350.
VI-I	340	—	35	55	10	350-400.
VII.	363	1	26	58	16	350-400; 650-700
VIII.	292	1	55	34	11	200-250; 650-700
IX.	328	—	41	50	9	300-350; 200-250 400-450.
X.	299	—	51	38	11	200-250; 400-450 550-650.
XI.	259	—	63	32	5	200-250; 600-650
XII.	292	—	57	39	4	300-350.
XIII.	286	—	56	41	3	250-300; 350-400 450-500.
XIV.	238	2	65	31	4	200-250; 300-350

CUADRO I (continuación)

Parámetro e índices de desgaste de cantos (cuarcitas 4-6 cm = L.)

Estaciones. Md. ≤ 100 100-300 300-500 ≥ 500 Mo

Coletores secundarios

Arroyo Pumarín

	313	—	46	34	20	250-300; 150-200 450-500; 550-600
Aº Molejón	280	—	56	42	2	300-350; 150-250
Aº Lormes	248	—	71	29	—	200-250; 350-400
Aº Añides	252	4	66	30	—	250-300; 400-450
Aº Los Cobos	280	—	56	42	2	200-250; 350-400 450-500.
Aº Montouto	190	2	84	12	2	100-150.

modificaciones poco acusadas; los máximos secundarios de 450-500 y de 600-650 confirman el transporte longitudinal de cantos con desgastes bien marcados, incluso de aquellos que quedaron bloqueados en marmitas. (Fig. 21).

Pequeñas diferencias entre las estaciones VI, VI-I y VII; los parámetros e índice de desgaste son altos; para la VI la mediana se eleva a 369 y el porcentaje de cantos muy desgastados es de 17%; todo ello es propio de un medio fluvial muy activo con torrencialidad bastante acentuada; el histograma se acerca a su distribución simétrica, lo que traduce un medio hidrodi-

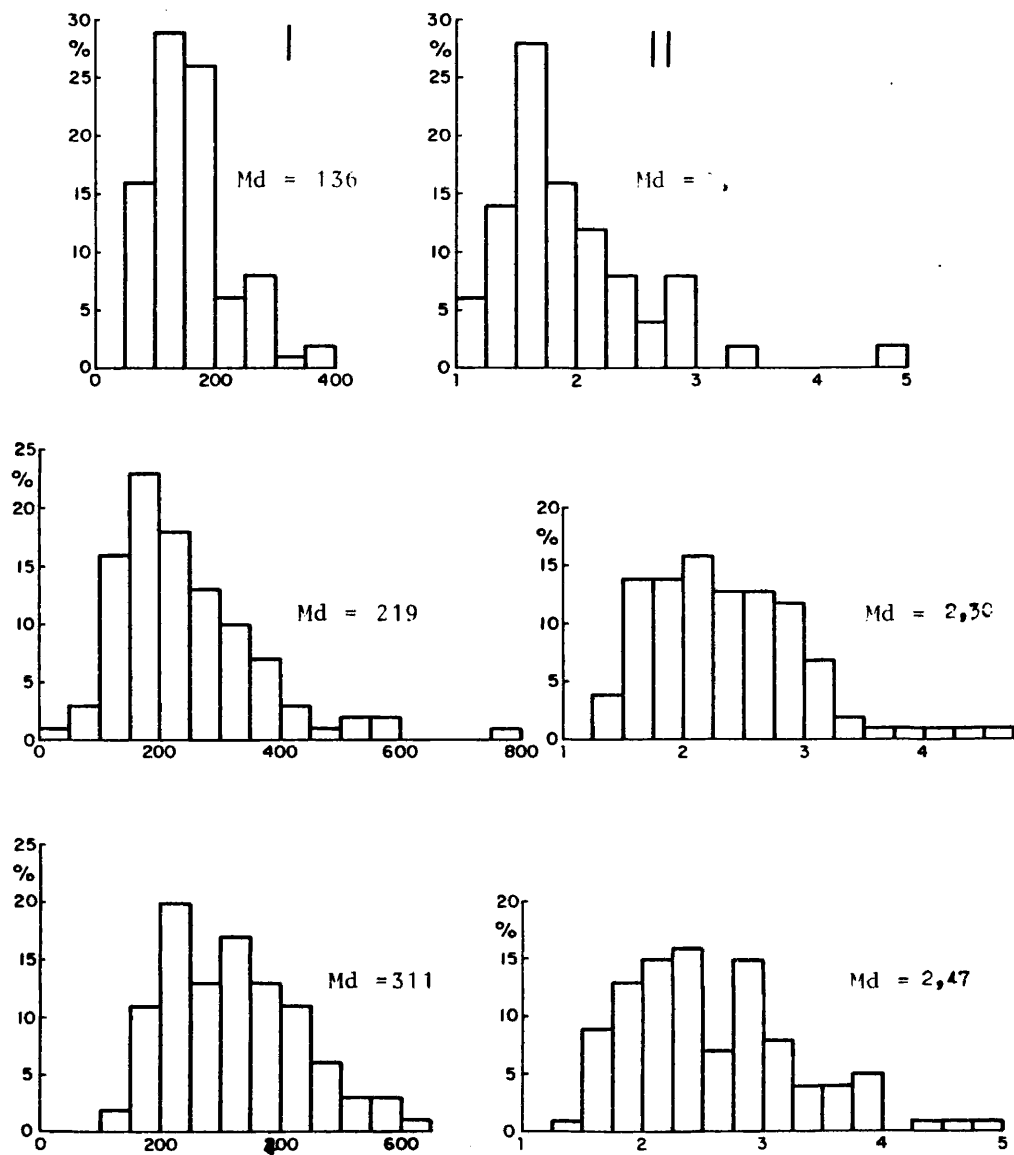


Fig. 20. Histogramas morfométricos de desgaste (I) y aplanamiento (II). Actual Suarón; estaciones I-II-III.

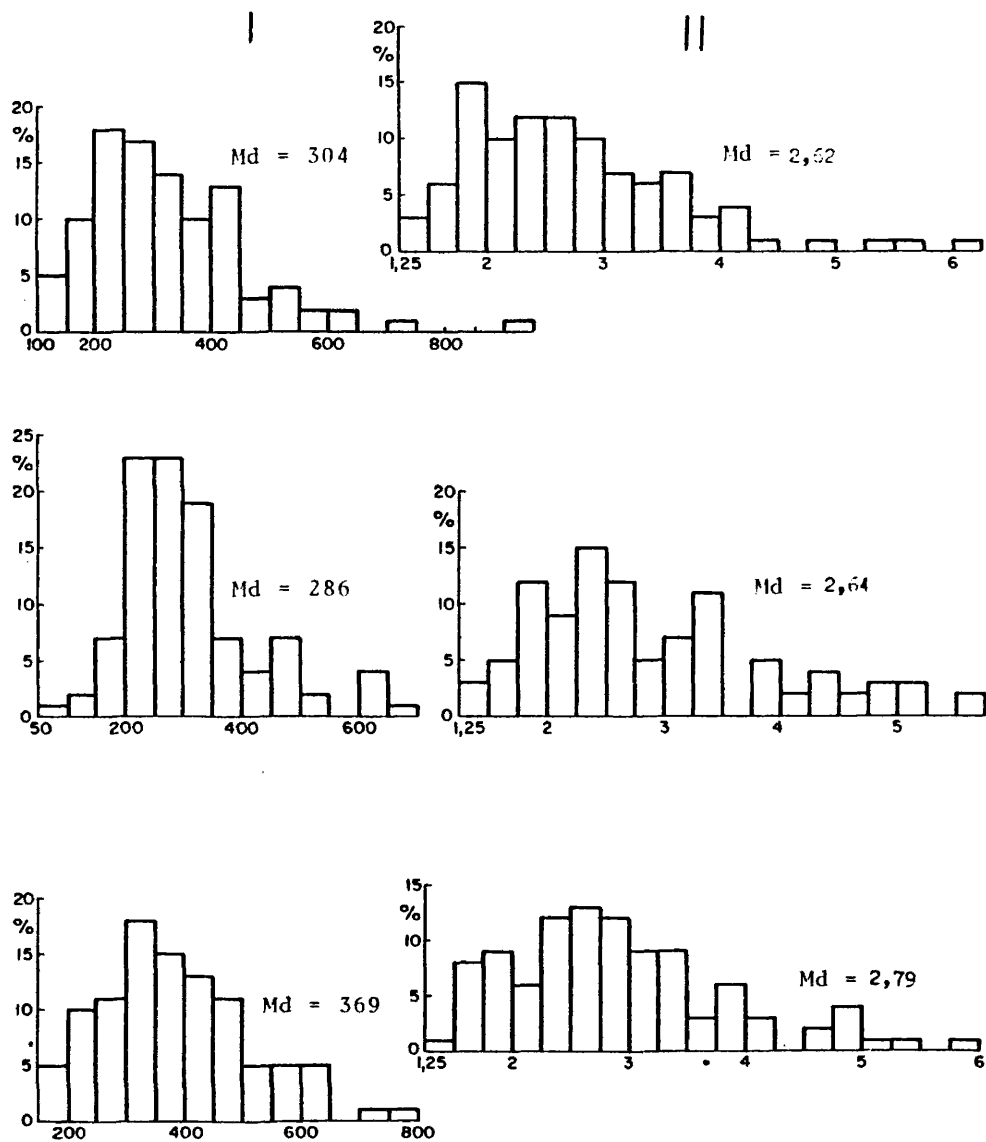


Fig. 21. Histogramas morfométricos de desgaste (I) y aplanamiento (II). Actual Suarón; estaciones IV-V-VI).

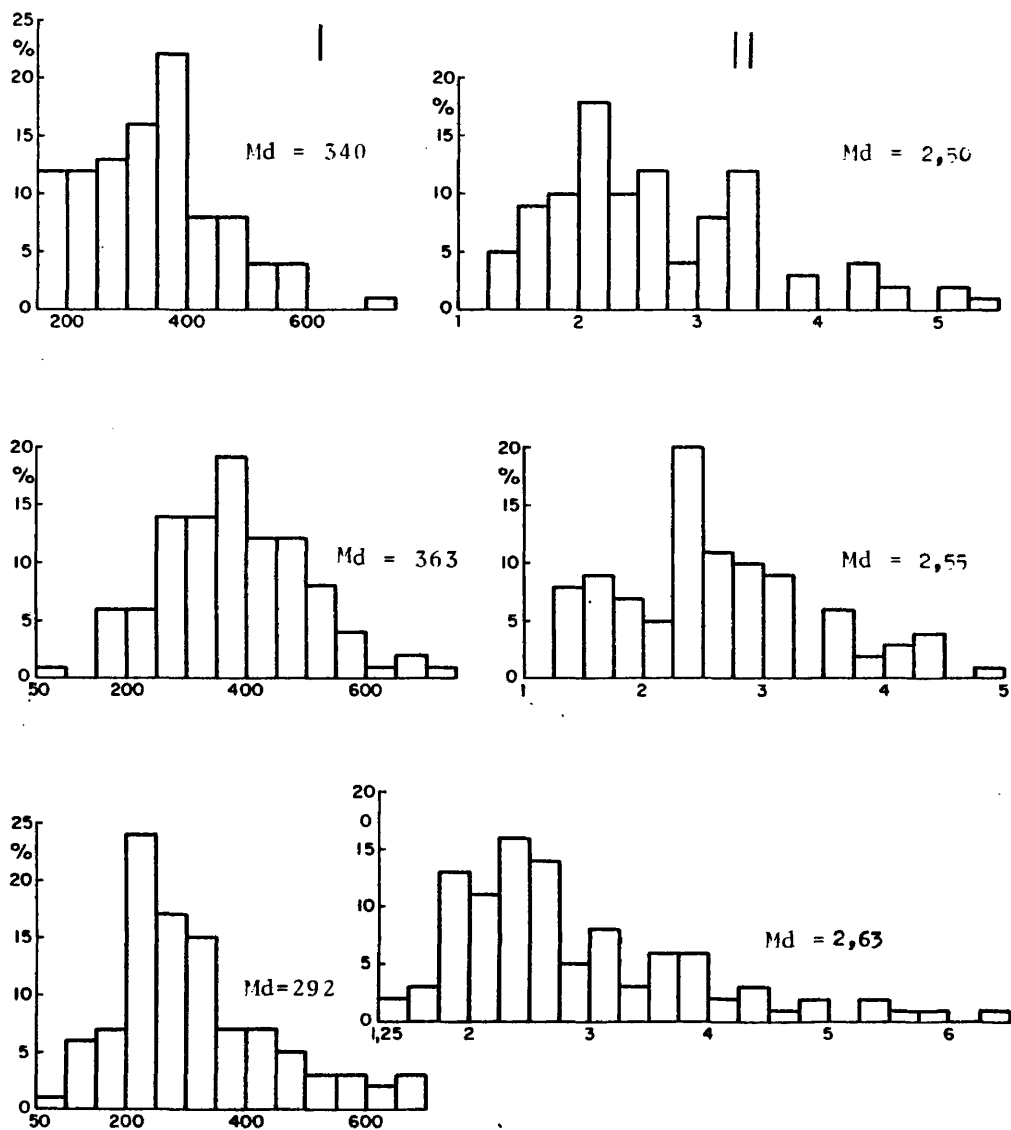


Fig.22. Histogramas morfométricos de desgaste (I) y aplanamiento (II). Actual Suarón; estaciones VI-I, VII-VIII.

304

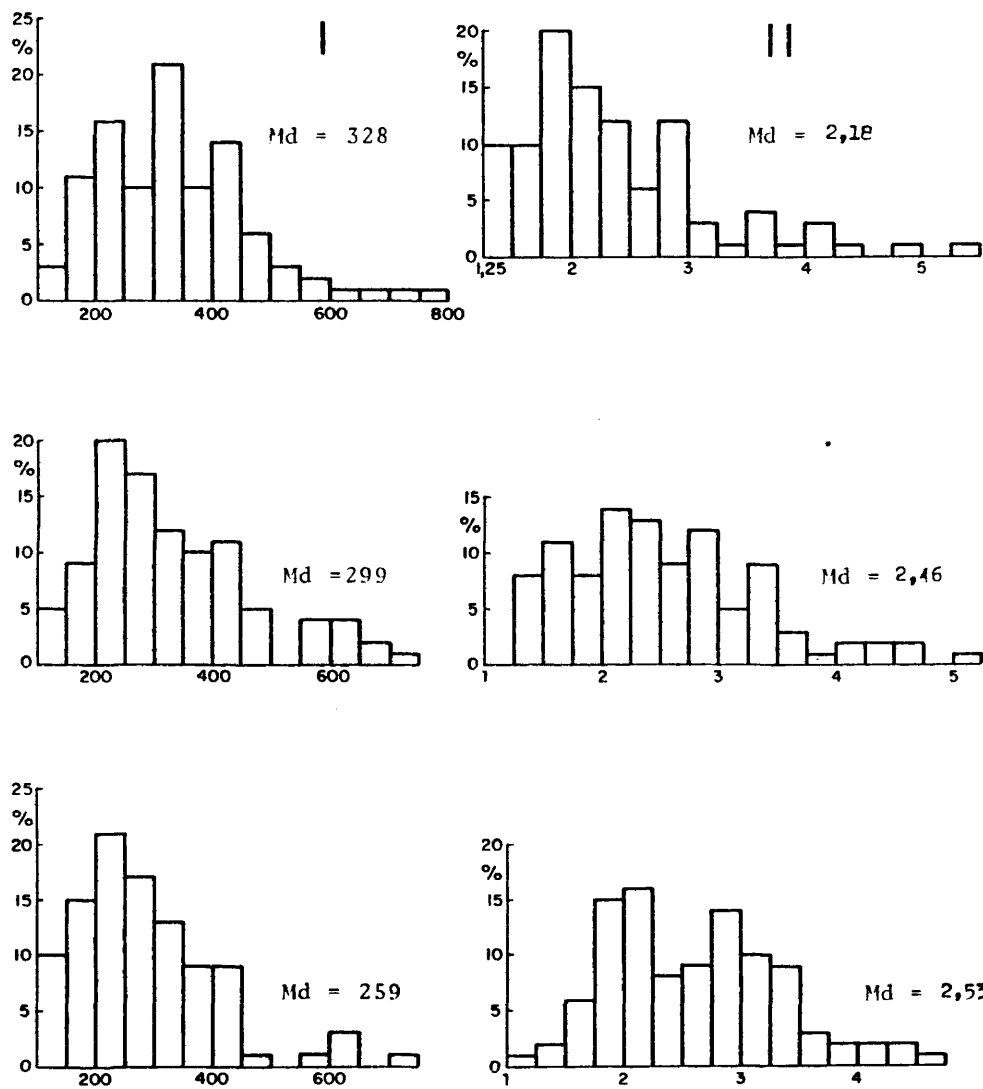


Fig. 23. Histogramas morfométricos de desgaste (I) y aplanamiento (II). Actual Suarón; estaciones IX-X-XI.

205

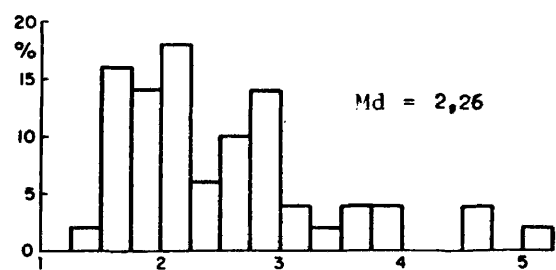
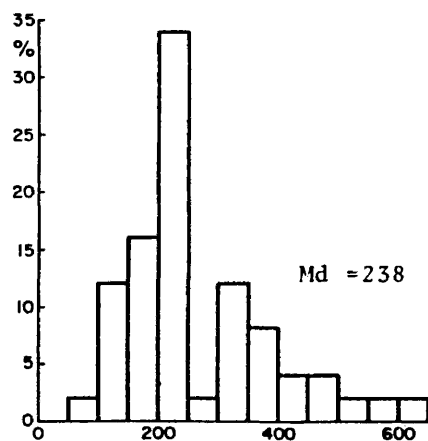
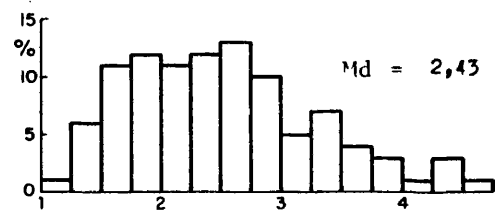
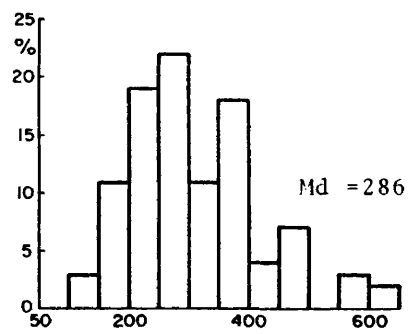
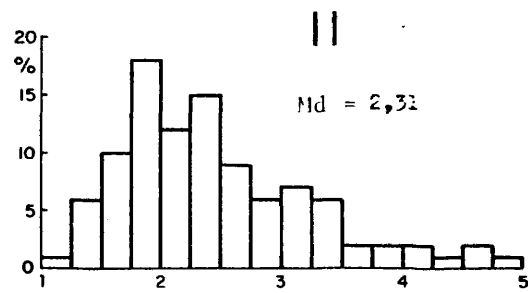
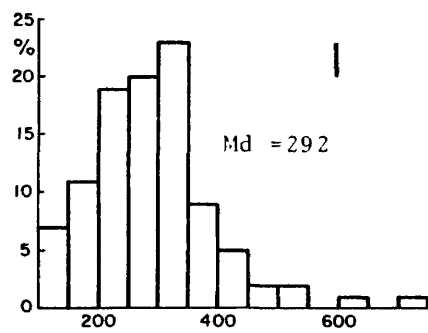


Fig. 24. Histogramas morfométricos de desgaste (I) y aplastamiento (II). Actual Suarón; estaciones XII-XIII-XIV.

námico intenso; no existe ningún indicio de incorporación de materiales nuevos, (menor 150 = 0). En la estación VI-I la mediana es algo más baja que en la VI así como el resto de los parámetros; la distribución de desgastes a uno y otro lado del máximo es diferente, modificaciones debidas a mezclas de elementos tomados a las acumulaciones antiguas de fondo de valle, con desgastes un poco más débiles y transporte a cortas distancias, lo que no impone altos desgastes. En la estación VI; análogamente los porcentajes de cantos poco y muy desgastados son casi iguales; todo ello evidencia condiciones hidrodinámicas muy semejante para este sector fluvial, salvo las ligeras modificaciones observadas en la estación VI-I. (Fig.22).

Continúan las modificaciones de la carga aluvial para la estación VII en cuanto se refieren a cantos de 4-6 cm y ponen de manifiesto su gran movilidad; las variaciones de parámetros e índices de desgaste son importantes y muestran que no en todos los sectores del cauce fluvial existe tránsito generalizado. La estación IX corresponde a un sector muy agargantado; la mediana de desgaste es alta y el histograma muestra tres máximos bien destacados, todos ellos correspondientes a régimen fluvial de carácter torrencial, si bien con diferente actividad; el primero está formado por elementos suficientemente elaborados para alcanzar la secuencia de 200-250; el segundo máximo, que es el principal, incluye elementos accionados en un medio torrencial 300-350; por último, un tercer máximo en 400-450, con extensión del histograma hacia altos valores de desgaste y con un por-

centaje elevado de elementos muy desgastado, son datos indicadores de la fuerte actividad de la corriente. (Fig. 23).

Las variaciones que experimenta la carga aluvial en las estaciones siguientes (X-XIV), tanto los valores de parámetros como aquellos de mediana de índice de desgaste, son motivados por los cambios de materiales de los lechos y fondo de los cauces que se traducen en mezclas de aluviones de procedencia diferente; los aportes de vertientes, de colectores secundarios, el mayor o menor transporte longitudinal generalizado, las modificaciones que imprimen las sucesivas crecidas, más o menos violentas, todo ello explica las anormales modificaciones de la carga aluvial de una a otra estación. (Fig. 24)

Los colectores secundarios muestran muy variable repartición de desgastes en el histograma; el arroyo de Pumarín, que confluye en Peña Tormil, arrastra materiales típicos de un avanzado desgaste gradual; en efecto, ausencia total de cantos poco desgastados y el primer máximo en 150-200 corresponde a aluviones periglaciares procedentes de vertientes y modificados por accionamiento torrencial; el segundo máximo de 250-300 indica un mayor grado de desgaste por la continuidad de la acción torrencial favorecida por el fuerte desnivel del arroyo en tan sólo 1.200 m de longitud; finalmente, los dos máximos siguientes de 450-500 y 550-600 pueden representar aluviones antiguos fuertemente elaborados y que forman parte de los aterrazamientos que existen en este afluente del Suarón. (Fig. 25).

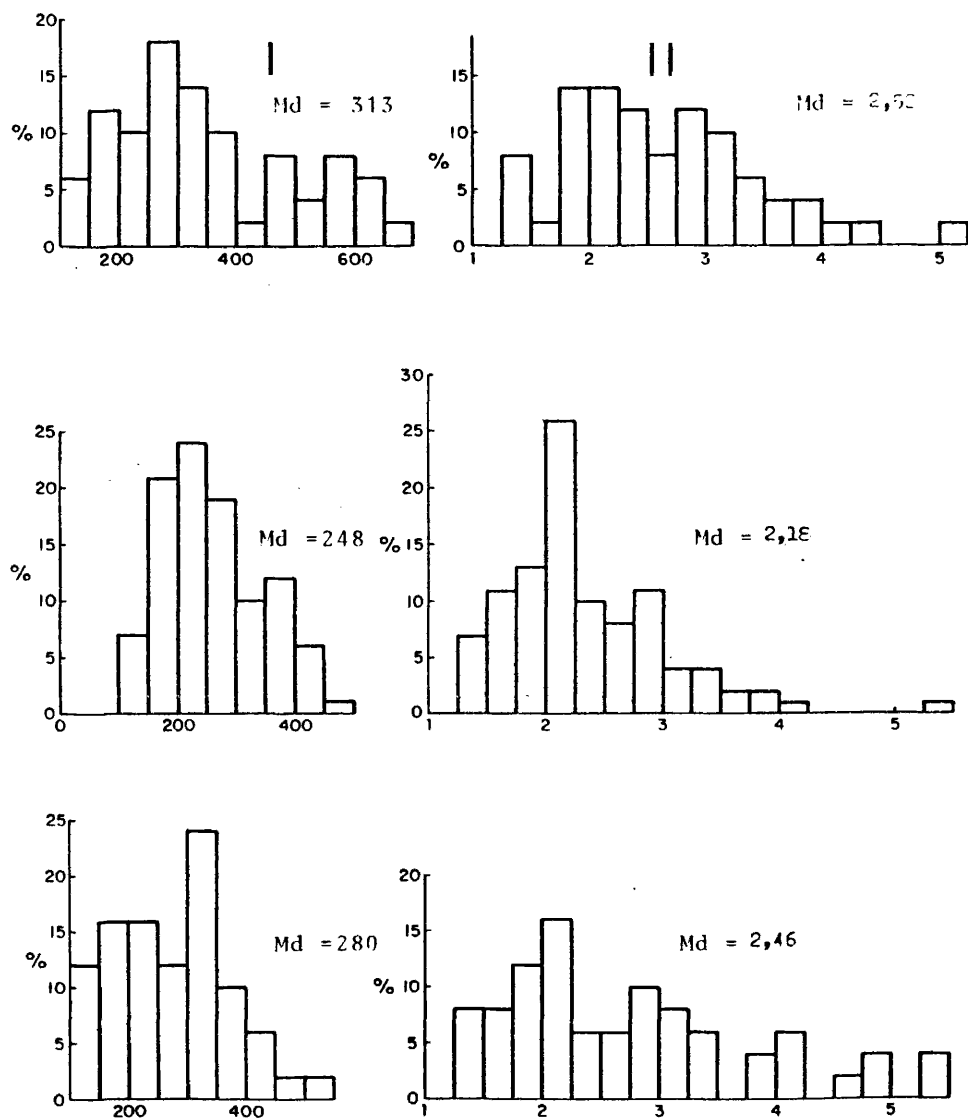


Fig. 25. Histogramas morfométricos de desgaste (I) y anlanamiento (II). Arroyos Pumarín. Lormes, Molejón.

309

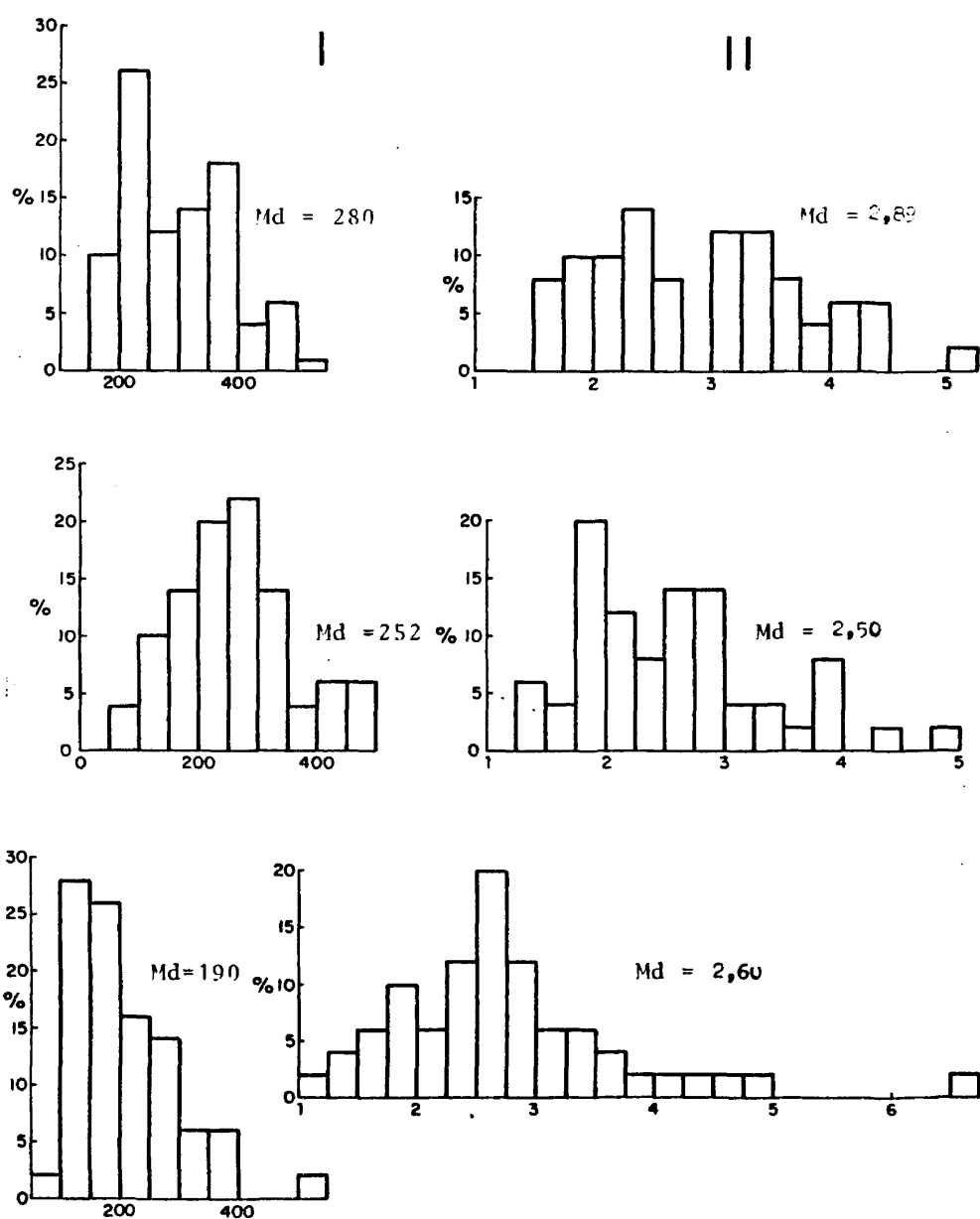


Fig.26. Histogramas morfométricos de desgaste (I) y aplanamiento (II). Arroyos de Los Cobos, Añides, Montouto.

Como colector secundario de caracteres totalmente opuesto al de Pumarin, tenemos el arroyo de Montouto; la mediana del índice de desgaste es relativamente débil y el máximo del histograma, prácticamente amplio, se sitúa entre 100-200; el agrupamiento de los valores de índices es muy acusado; la disimetría e irregularidad del histograma es también acentuada; la subida hacia el máximo es rapidísima, mientras que el descenso es más lento con varias mesetas de altos escalones entre ellas; se trata de acumulaciones detríticas fluviales formadas a partir de materiales periglaciares con desgastes adquiridos en transportes a corta distancia, en pendientes de cursos de agua relativamente pequeñas y durante grandes avenidas de origen pluvial o nival. Su influencia en la carga aluvial del Suarón es muy moderada. (Fig. 26).

Colectores cuyas pequeñas cuencas ofrecen características morfodinámicas intermedias entre los arroyos citados anteriormente, son los de Lormes, Molejón, Añides y Los Cobos; todos ellos presentan diferencias morfológicas más o menos acentuadas y caracteres comunes en cuanto se refiere a parámetros e índices de desgaste; en efecto; escasos o nulos porcentajes de fragmentos angulosos con desgaste comprendido entre 100 y 0; ello indica ausencia total de aportes nuevos procedentes de vertientes o de materiales periglaciares de fondo de valle o de fragmentaciones en el curso del transporte. Histogramas con índices fuertemente agrupados en valores de 100 a 500 que corresponde a regímenes fluviales moderados, salvo la mayor o menor violencia torrencial de las grandes crecidas. Un primer

máximo entre 200-300 muy frecuente en la generalidad de la cuenca del Suarón, de típico accionamiento fluvial con tendencia a la torrencialidad; un segundo r ximo de caracter francamente torrencial y superior a los 300 que puede corresponder a crecidas episódicas; se trata pues, de mezclas de aluviones de diferentes procedencias. (Fig. 25 y 26).

7.4. Características texturales del material grueso (cuadro II)

a) Tamaño

Los valores de centilo son muy variables en todo el curso fluvial y podemos hacerlo extensivo a toda la cuenca puesto que entre los afluentes también se acusan fuertes diferencias; en el tramo superior (estaciones I-V) se observa un aumento brusco de este parámetro granulométrico, para después mantenerse con valores bastante semejantes; en el tramo medio (estaciones VI-IX) la modificación es constante y muy acusada en el paso de un sector a otro; por ultimo, en el tramo inferior (estaciones X-XIV) las dimensiones de los centilos descienden bastante y persisten aún los cambios de valores. Todas estas fuertes variaciones en el máximo grosor de los materiales se deben a sustituciones de la carga aluvial; en general, los centilos proceden la mayoría de aportes gravitacionales de vertientes, siendo raros los que han sufrido un pequeño transporte impulsados por las grandes crecidas.

CUADRO II

Escala di- mensional.	Espectros granulométricos Estaciones							
	I	II	III	IV	V	VI	VI-I	VII
Ø cm								
2-4	17	2	2	3	4	5	4	6
4-6	41	23	19	24	14	17	20	21
6-8	20	25	26	15	16	19	22	22
8-12	12	23	23	25	25	12	19	27
12-16	5	10	7	8	11	10	11	4
16-24	4	8	6	9	14	11	13	6
24-40	1	4	6	8	11	9	6	5
40-60	—	2	7	2	5	11	3	3
60-80	—	1	2	3	—	2	1	2
80-100	—	1	1	2	—	2	—	3
>100	—	1	1	1	—	2	—	1
Mediana de grano	5,6	8,0	8,5	9,2	9,9	10,8	8,6	8,2
Centilo	25,3	159,0	260,0	258,0	230,0	142,0	205,0	110,0

Estaciones

Ø cm.	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV
2-4	3	6	1	2	5	5	1
4-6	14	19	23	18	25	21	17
6-8	26	23	21	28	22	17	16
8-12	24	28	36	28	24	32	24
12-16	12	11	10	10	13	15	22
16-24	11	9	7	4	8	5	16
24-40	8	4	2	5	2	4	2
40-60	1	—	—	5	1	1	1
60-80	—	—	—	—	—	—	1
80-100	1	—	—	—	—	—	—
100	—	—	—	—	—	—	—
Mediana de grano	9,0	8,2	8,5	8,3	7,8	8,7	11,3
Centilo	215,0	54,0	55,0	98,5	52,8	90,0	69,0

Los valores de mediana de grano, salvo la estación de cabecera (I), se hallan todos incluidos en el grupo granulométrico II (8-12 cm) ; se trata de un parámetro relativamente elevado y constante (7,8-11,3) que manifiesta la sensible actividad y competencia de la corriente de carácter torrencial en todo el curso del Suarón.

El espectro de la estación I ofrece acusada selección granulométrica (el 90% de la carga aluvial está comprendido por cantos pequeños y medianos) con máximo bien destacado en 4-6 cm; elementos superiores a 12 cm son escasos por lo que la curva granulométrica desciende rápidamente al faltar los apor-

tes gruesos; buena clasificación y escasa dispersión global; se trata de la cabecera del arroyo Tormil, punto de nacimiento del Suarón y confluencia de varias barrancadas dispuestas en abanico, que adoptan la forma de fondo de saco o anfiteatro (Láms. XXIII y XXXI).

En las estaciones II y III se manifiesta claramente la tendencia del curso fluvial a la reconstitución de la carga aluvial; los valores de mediana de grano y centilo ascienden sensiblemente; el máximo se establece en 6-8 cm y el decrecimiento del lado de menores dimensiones es muy acelerado, mientras que hacia los mayores tamaños es rápido a partir de 12-16 cm pero después es más lento y se prolonga hasta la presencia de grandes bloques: se trata de materiales acumulados forzosamente en montón, sin que haya lugar a un transporte generalizado. La estación IV modifica la distribución granulométrica del espectro; la mediana de grano aumenta pasando a 9,2 cm mientras que el centilo permanece poco más o menos con el mismo valor; el máximo se desdobra en dos con aproximadamente análogo porcentaje; aún existen hacia los grandes tamaños máximos secundarios muy poco destacados; la acumulación de materiales es forzada y la modificación de la carga aluvial, respecto a estaciones anteriores, puede ser motivada en parte por los aportes del arroyo Pumarín, cuyo espectro granulométrico ofrece una repartición muy semejante en la mayoría de las secuencias dimensionales.

Las acumulaciones de la estación V son también gruesas, aunque desaparecen los bloques medianos y grandes; probablemente han sido detenidos en el sector agargantado anterior; el máximo principal se sitúa en 8-12 cm con un máximo secundario en 16-24 cm. La distribución granulométrica en la estación VI muestra mayor grosor y peor selección, el máximo principal se coloca en 6-8 cm y el decrecimiento hacia valores altos -con máximos secundarios muy poco destacados- es lento, alcanzando porcentajes de bloques medianos y grandes del orden de 4% y 2% respectivamente; las modificaciones granulométricas de la carga aluvial se suceden a través de las estaciones VI-I, VII y VIII que comprenden el tramo medio fluvial; caracteres comunes de los materiales son su escasa selectividad su mayor o menor grosor, siempre del orden alto, de mediana de grano 8,2 a 9,0 cm con centilos de dimensiones muy variables, lo que demuestra aportes de diferentes procedencias (vertientes, arrastes más o menos violentos o acarreos de crecidas excepcionales).

Dentro del tramo inferior, la estación IX muestra una carga aluvial menos gruesa que aquella de estaciones anteriores; el grano medio es poco sensible a la modificación, pero el valor del centilo decrece fuertemente; la distribución en el espectro es monomodal, bastante destacado en la secuencia de 8-12 cm, a ambos lados del máximo el decrecimiento es lento y algo más brusco del lado de las grandes dimensiones; se trata del comienzo de un sector fluvial en el que la actividad

de la corriente decrece acusadamente. La estación X continua mostrando, con el valor del centilo, el sensible descenso de la competencia de la corriente; presencia sólo de bloques pequeños, de tamaños inferiores a 40 cm.; distribución bimodal en el espectro con un modo principal muy destacado en 8-12 cm y otro secundario en 4-6 cm; se trata de una acumulación semiforzada con curva acumulativa sigmoidal tendida. El paso a la estación XI se traduce por un fuerte incremento del valor del centilo, al mismo tiempo que aumenta la presencia de bloques pequeños y medianos; la reconstitución de la carga aluvial es evidente; el máximo es amplio y destacado en 6-8 y 8-12 cm.

La estación XII presenta una acumulación moderadamente gruesa, no solo por la mediana de grano sino también por el centilo y cuyos valores son los más bajos del curso fluvial (excepción de la estación I); espectro granulométrico bimodal, con los máximos poco destacados; el porcentaje de cantos en la secuencia intermedia alcanza aproximadamente el mismo valor. Las dos estaciones siguientes, XIII y XIV, manifiestan nuevas reconstituciones de la carga aluvial heterométrica, al modificar sus parámetros de grosor; los dos máximos evidencian el transporte en montón de aluviones a través de sucesivos y discontinuos impulsos de corriente.

En resumen, la modalidad de transporte en montón por paquetes, durante crecidas violentas, se encuentra favorecida por el carácter torrencial, no sólo del colector principal sino también de los afluentes y también por los numerosos sectores con diques y presas, naturales y artificiales, existentes en los

cauces; en las grandes avenidas estas masas de materiales se ponen en movimiento, recorriendo generalmente distancias cortas; posteriormente, aparece un abandono de la carga aluvial cuando la violencia de la corriente disminuye o la pendiente del thalweg se reduce acusadamente; los puentes, los troncos de árboles y en general, cualquier obstáculo situado en los cursos de agua, contribuyen a frenar las pulsaciones de la corriente y como consecuencia, ayudan al abandono de aluviones en montón.

b) Naturaleza

La composición litológica y su distribución en función de las dimensiones se representa a escala de cantos y bloques de acuerdo con los siguientes límites: 2-6 cm = cantos pequeños; 6-12 cm = cantos medianos; 12-24 cm = cantos grandes; > 24 cm = bloques. Los elementos fueron recogidos en las mismas "estaciones" de muestreo mencionadas anteriormente y que comprenden desde la cabecera del Suarón, incluyendo las elegidas en los principales afluentes.

La falta de acusadas variaciones litológicas en toda la cuenca del Suarón evidencia la procedencia local de las acumulaciones detríticas a lo largo del perfil fluvial, pero impide establecer con precisión las condiciones de erosión de los materiales y el origen de los mismos. La dominancia de cuarcitas es bien manifiesta en todos los depósitos aluviales salvo la cabecera del arroyo de Tormil y los colectores secundarios de Molejón y Añides que muestran porcentajes de pizarras superiores o iguales a los de las cuarcitas. La presencia de cuarzos es en

general muy escasa (máximo 12%). Como materiales raros se ofrecen los cantos de hierro fundido, tan elaborados como cualquier otro elemento litológico natural y de dimensiones comprendidas entre 4-12 cm.; con relativamente más frecuencia aparecen (alrededor de 5-7%) cantos mixtos de cuarzo-pizarra, cuarcitas-pizarra y cuarzo-cuarcita, incluidos en el grupo litológico correspondiente al elemento de mayor presencia.

A lo largo del tramo fluvial de cabecera y hasta Busdemouros (Aº Tormil) los aportes a la carga aluvial son fundamentalmente de cuarcitas y pizarras (Cuadro III); se acusa fuerte recalibrage debido posiblemente a arrastres longitudinales, pero el factor principal es el fenómeno de aportes de vertientes; este hecho se observa claramente en los espectros litológicos de las estaciones I y II, esta última con sensible incremento de los porcentajes de la fracción bloques correspondientes a materiales cuarcitosos.

CUADRO III

Ø cm	Est. I C%	P%	Q%	Est. II C%	P%	Q%
2-6	21	32	5	7	16	2
6-12	9	20	3	23	22	3
12-24	3	5	1	15	2	1
> 24	—	1	—	9	—	—

Aguas abajo de Busdemouros, en el paraje de Peña Tormil, se inicia el cauce del Suarón y tiene la confluencia el colector secundario sin nombre y denominado por nosotros Aº Pumarín; abundante sobrecarga aluvial muy gruesa (15% de bloques) constituida por elevado porcentaje de elementos cuarcitosos en todas las dimensiones (Cuadro IV).

CUADRO IV

Ø cm	Aº Pumarín	C%	P%	Q%	Est.III.	C%	P%	Q%
2-6		15	3	2		16	2	3
6-12		23	9	4		35	10	4
12-24		25	4	—		11	2	—
> 24		14	1	—		17	—	—

Entre Peña Tormil y la aldea de Restrepo queda establecida la estación III, a pesar de la corta distancia existente entre el nacimiento fluvial hasta esta estación, el espectro litológico queda profundamente modificado en cuanto a la presencia de cuarcitas y pizarras; las primeras alcanzan porcentajes de 79% mientras que las segundas ofrecen sólo 14%; esta modificación se puede atribuir a los aportes, en todos los tamaños pero particularmente en los mayores, de cuarcitas procedentes del confluente de Pumarín donde este elemento litológico ofrece un porcentaje de 77%; hay aquí pues, una sustitución de la carga aluvial por aportes laterales en un tramo relativamente corto.

El tramo alto del Suaron considerado por nosotros alcanza aproximadamente hasta el Caserio de Mazo Viejo, paraje situado a 300 m aguas arriba de la confluencia del A^o Molejón; en los alrededores de Monticelo y Barranca de Paramios fueron establecidas las estaciones IV y V; en ambos parajes las acumulaciones detríticas, dispuestas en monton y cercadas por elementos gruesos son abundantísimas a escala de cantos y bloques. El espectro litológico de la estación IV (Cuadro V) se caracteriza

CUADRO V

Ø cm	Est. IV			Aterrazamiento 2-3 m.			Est. V		
	C%	P%	Q%	C%	P%	Q%	C%	P%	Q%
2-6	16	9	2	27	23	1	12	3	3
6-12	27	9	4	25	10	1	31	7	3
12-24	7	9	1	5	6	—	21	3	1
> 24	14	1	1	2	—	—	14	2	—

por una continuidad en los aportes masivos de cuarcitas con dos máximos para este elemento litológico, uno de ellos en la fracción bloques; las pizarras aumentan sensiblemente su presencia, incluso a escala de bloques; la existencia de socavaciones de orillas del cauce fluvial y escombros de grandes tamaños en las vertientes, pueden justificar perfectamente la procedencia de los materiales que motivan las modificaciones en la composición litológica, debido a aportes laterales y sustituciones de carga a partir de las excavaciones, repetimos, de las margenes del cauce.

Por otra parte, la presencia de aterrazamientos bajos (+2-3m) que forman casi el fondo del valle, pudieran también contribuir al proceso de sustitución de la carga aluvial; esta acumulación de materiales antiguos ofrece un corte visible de 15-20 m. de longitud, no pudiéndose calcular su anchura por estar el depósito fosilizado por derrubios de vertientes que forman una pendiente continua; la potencia de la acumulación que se observa directamente en el corte es de 1-1,5 m y esta constituida por aluviones gruesos de diferentes tamaños, de colores amarillento más o menos claro como resultado de la alteración sufrida y engastados en una matriz gruesa formada por gravas (49,6%) y arenas gruesas y medias (32,2%) con débiles cantidades de fase fina (13,2%) y fracción menor de 60 micras (4,0%); se trata de masas de aluviones caóticos, sin estratificación, con substrato de pizarras y cuarcitas y que corresponde a depósitos accionados en un cauce antiguo, probablemente post-glaciar (tardiglaciar).

La estación V se encuentra en Barranca de Paramios y constituye el final del tramo alto del Suarón; abundante carga aluvial con dominio de cuarcitas que alcanzan las dimensiones de bloques de gran talla; las pizarras y los cuarzos forman porcentajes relativamente bajos.

Comienza el tramo medio del Suarón con la estación VI (Nafarea) aguas abajo de la confluencia con el Aº Molejón; los porcentajes de bloque de cuarcita - con dos por ciento de tamaño superiores a un metro - son los más elevados de todo el curso fluvial alto y medio. La monotonía en la composición li-

tológica global, con dominancia de cuarcitas sobre las pizarras (Cuadro VI) contrasta con las variaciones en la repartición de elementos en el espectro a través de todas las estaciones de este sector (est. VI-IX). Los afluentes más importantes son los arroyos de Molejón, Añides y Lormes; los dos primeros con porcentajes más elevados de pizarras y el tercero con más frecuencia de cuarcitas; los elementos cuarzosos ofrecen bajos tantos por ciento (5%-12%). El arroyo Molejón conserva un aterrazamiento antiguo de fondo de valle con la misma composición litológica que el material del cuace actual, pero sin ningún bloque. La composición litológica de los aluviones de estos arroyos es análoga a la del colector principal, con las modificaciones generales que ofrecen los espectros en cuanto a estos dos elementos ultimamente citados, pero sin que se observe influencia significativa en los aportes de la carga aluvial del Suarón; por tanto, la presencia de bloques en los espectros litológicos de las estaciones VI-IX y casi ausente en la composición litológica de los colectores secundarios. manifiestan la procedencia, en su mayor parte, de aportes de vertientes y en casos aislados, de arrastres longitudinales en grandes avenidas y a muy corta distancia.

CUADRO VI

Ø cm.	Est. VI			Est. VI-I			Est. VII			Est. VIII			Est. IX		
	C%	P%	Q%	C%	P%	Q%	C%	P%	Q%	C%	P%	Q%	C%	P%	Q%
2-6	7	13	2	13	8	3	13	9	5	9	4	4	14	8	3
6-12	14	15	2	24	15	2	37	8	4	39	4	7	42	8	1
12-24	15	15	1	16	6	2	7	1	2	21	2	—	16	2	2
> 24	24	2	—	7	3	—	12	2	—	9	—	1	4	—	—

Ø cm.	Aº Molejón			Aº Añides			Aº Tormes			Aterrazas.Molejón		
	C%	P%	Q%	C%	P%	Q%	C%	P%	Q%	C%	P%	Q%
2-6	11	14	5	13	11	2	13	3	—	17	29	2
6-12	24	22	5	9	34	1	48	4	1	13	30	2
12-24	6	7	2	6	21	2	27	2	—	5	2	—
> 24	3	1	—	—	1	—	2	—	—	—	—	—

En resumen, las modificaciones que ofrece la carga aluvial de una estación a la siguiente y referidas sólo a cuarcitas y pizarras evidencian sustituciones a cortas distancias a partir de aportes laterales de vertiente y socavaciones de los márgenes del cauce, donde se encuentran materiales aterrazados. Los aportes longitudinales en este tramo medio son muy significativos; sin embargo, la presencia de algunos canales anastomosados en las estaciones de Taruta del Suarón y Bustelo de Meredo, confirman el arrastre parcialmente generalizado a lo largo de los cauces.

El tramo inferior del Suarón (CUadro VII) parte del paraje de Venta de Montealegre, un kilómetro aproximadamente aguas arriba de la confluencia con el arroyo de Los Cobos y termina poco antes de llegar al casco urbano de Vegadeo; el material de la estación X se caracteriza por fuerte dominio de cuarcitas (83%) y relativamente bajo porcentajes de pizarras; este decrecimiento, más o menos gradual, de la presencia de pizarras en la carga aluvial viene manifestandose desde la estación VI (Nafaréa), fenómeno que puede interpretarse como destrucción de materiales menos resistentes a la violencia del medio hidrodinámico o bien, dilución en la masa aluvial por concentración de materiales menos frágiles y alterables, como son las cuarcitas. El espectro de la estación siguiente ofrece ciertas modificaciones que motivan claras diferencias con el de la estación X; la presencia de pizarras aumenta considerablemente a todas las dimensiones, si bien mantiene el máximo en tamaños medianos; ello indica incorporación masiva de este elemento a la carga aluvial, interpretación confirmada por los fuertes aportes de cuarcitas en altas dimensiones; la desaparición de los cuarzós evidencia que las modificaciones de los espectros en este sector fluvial se deben particularmente a la dilución de este elemento por tránsito generalizado de materiales pizarrosos y cuarcitosos.

CUADRO VII

Ø cm.	Aterra.3 (Est.IX)			Est. X			Est.XI			Est. XII		
	C%	P%	Q%	C%	P%	Q%	C%	P%	Q%	C%	P%	Q%
2-6	24	25	2	18	3	3	15	5	—	11	—	2
6-12	21	10	2	48	7	2	40	16	—	27	9	5
12-24	13	—	—	15	1	1	9	5	—	29	5	2
> 24	2	—	1	2	—	—	10	—	—	6	2	2

Ø cm.	Aterra.5(Est.XII)			Est. XIII			Aterra.4(est.XIII)		
	C%	P%	Q%	C%	P%	Q%	C%	P%	Q%
2-6	22	6	2	16	8	2	27	22	3
6-12	35	8	3	30	17	2	19	12	2
12-24	17	2	2	14	5	1	10	2	1
> 24	2	—	1	4	1	—	1	—	—

Ø cm.	Aº Los Cobos			Aº Montouto			Est. XIV		
	C%	P%	Q%	C%	P%	Q%	C%	P%	Q%
2-6	20	11	5	24	4	2	14	3	1
6-12	28	19	7	44	4	1	34	3	3
12-24	8	2	—	21	—	—	33	2	3
> 24	—	—	—	—	—	—	1	3	—

El paso a la estación XII muestra significativa modificación de la carga aluvial; aquí los cambios sufridos en los aluviones son motivados a partir de formaciones aterrazadas o de fondo de valle donde los cuarzos incrementan su presencia por

fragmentación y destrucción de materiales fácilmente alterables. Los aportes de pizarras en tallas superiores y la presencia de cuarzos en todas las dimensiones justifican el cambio o sustitución de la carga aluvial; la presencia de un aterrazamiento especialmente visible en la margen izquierda del cauce, cuyos taludes han sido socavados, permite la incorporación de materiales antiguos a los acarreos actuales; el enriquecimiento en cuarzos es moderado lo que muestra suave alteración de la carga aluvial antigua en clima más o menos frío. La contribución del arroyo de Los Cobos en el recrecimiento de la masa aluvial del Suarón es relativa, ya que a pesar de encontrarse en la confluencia potentes bancos de cantos y bloques que forman acumulaciones antiguas por ambos cursos de agua, los aluviones del arroyo son menos gruesos puesto que faltan los bloques mayores de 24 cm ello viene a confirmar la interpretación de que las modificaciones de la carga aluvial en la estación XII, es decir, aguas abajo de la confluencia con el mencionado arroyo de Los Cobos se debe fundamentalmente a la socavación de orillas y retoma de materiales antiguos, lo que no interfiere para considerar la sensible influencia de este colector secundario en el incremento de la competencia de la onda de crecida.

7.5. Distribución granulométrica del material fino. Régimen fluvial y condiciones de sedimentación.

El análisis granulométrico comprende la matriz inferior a 20 mm., es decir, formaciones detríticas constituidas por las fracciones gravas, arenas y limos más arcillas; esta última se encuentra en cantidades insignificantes (0,1%-0,8%) lo que indica fuerte lavado y arrastre de materiales muy finos (Figs.27,28).

La composición granulométrica de la estación I se caracteriza por el alto contenido en gravas y muy raras partículas de la fracción menor de 60 micras; masa transportada en montón con sensible lavado de arenas finas y limos. La curva acumulativa asciende lentamente, con regularidad, a partir de la arena media y describe una concavidad de gran radio; se trata de una acumulación forzada-curva parabólica-provocada probablemente por la morfología del cauce, con numerosos diques y barras que frenan la corriente.

El desarrollo de la curva acumulativa de la estación II es algo distinto de la anterior. La fracción arenas ofrece altos porcentajes situándose el valor de la mediana en la fase gruesa; la curva granulométrica es de aspecto parabólico, con una inflexión basal poco marcada y muy suave inflexión terminal, lo que traduce cierta tendencia a la acumulación libre.

La composición granulométrica de las estaciones III, IV y V son análogas entre sí; ello muestra un régimen de corrientes sin modificaciones en largos recorridos, los materiales son gruesos (85,4% de grava más arena gruesa), con medianas situadas en

CUADRO VIII

Estaciones	Composición granulométrica					Paramé. e índices granulom.			
	Gr%	Agr%	Am%	Af%	Amf%	<60 μ	Q ₂	So	Dg
I	76,0	12,8	7,6	2,5	0,7	0,1	4,2	1,77	7,5
II	38,3	23,6	21,0	12,1	3,6	0,9	1,4	2,13	4,8
III	64,0	21,8	11,3	2,3	0,4	0,1	3,0	1,93	7,1
IV	66,3	18,5	11,2	3,3	0,6	0,2	3,2	1,96	7,3
V	64,4	21,3	11,0	2,8	0,6	0,0	3,1	1,94	7,2
VI	43,9	23,8	22,2	7,4	2,2	0,5	1,6	2,18	6,1
VI-I	42,0	28,0	21,2	6,3	1,6	0,3	1,6	2,01	5,5
VII	57,2	26,3	14,0	2,3	0,4	0,1	2,6	1,92	6,5
VIII	36,6	39,6	22,4	1,8	0,4	0,1	1,5	1,61	3,7
IX	38,0	25,1	23,3	10,2	3,1	0,8	1,4	2,10	5,2
X	49,0	7,7	15,7	22,0	5,4	0,5	1,8	3,01	6,6
XI	31,2	22,6	25,2	13,0	7,8	—	1,1	2,07	4,5
XII	37,8	27,5	26,2	6,8	1,5	0,3	1,4	1,94	4,6
XIII	33,0	30,0	31,3	5,4	0,3	0,1	1,3	1,80	4,3
XIV	53,4	27,2	17,8	2,1	0,4	0,1	2,2	1,91	6,6

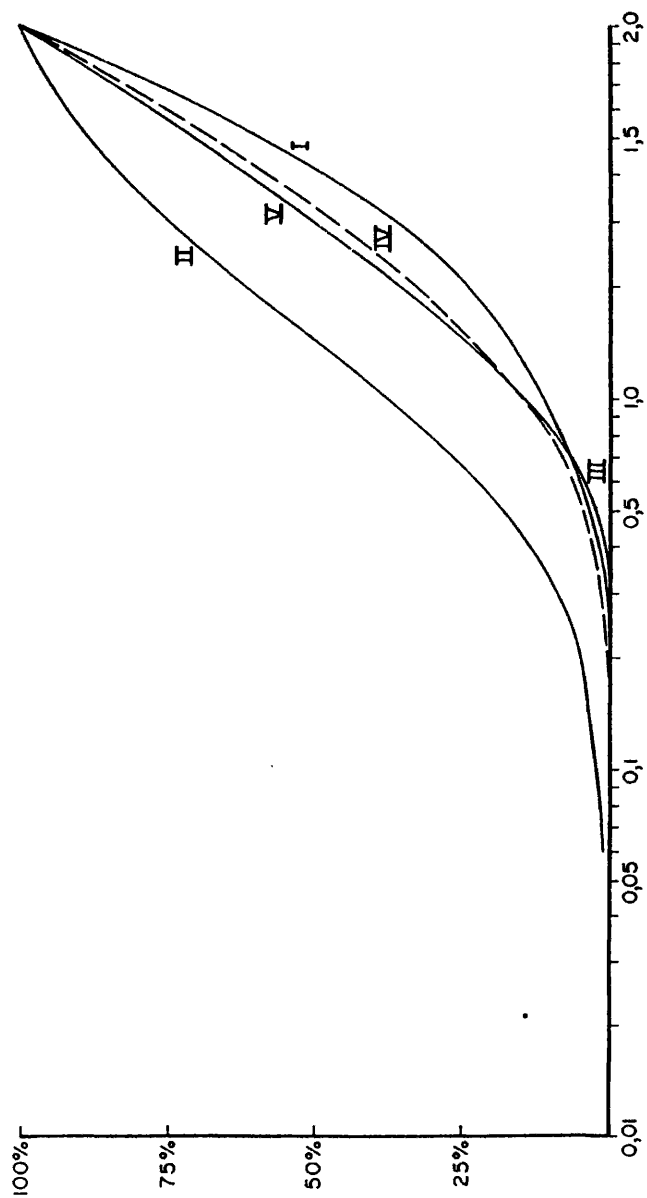
CUADRO VIII COLECTORES SECUNDARIOS

Estaciones	Composición granulométrica					Paramé. e índices granulome.			
	Gr%	Ag%	Am%	Af%	Amf%	60	Q ₂	So	Dg
Aº Pumarín (A)	90,7	4,9	1,8	0,9	0,7	0,1	6,4	1,43	7,1
Aº Lormes (B)	62,3	20,2	12,5	4,1	1,4	0,3	2,8	2,01	7,3
Aº Molejón (C)	63,4	24,7	10,4	1,9	0,4	0,1	2,9	1,87	7,1
Aº Los Cobos (D)	59,3	21,1	14,1	5,1	1,1	0,2	2,5	2,12	7,1
Aº Añides (E)	44,8	25,7	20,2	7,2	2,0	0,5	1,7	2,08	5,9
Aº Montouto (F)	69,3	20,0	8,2	2,2	1,1	0,2	3,2	1,92	7,4

Gr.= grava; Ag= arena gruesa; Am= arena media; Af= arena fina; Amf= arena muy fina;

Q₂= mediana; So= índice clasificación; Dg = dispersión global.

Fig. 27. Curvas acumulativas de la fracción menor de 20 mm. Actual Suarón
(estaciones I-V).



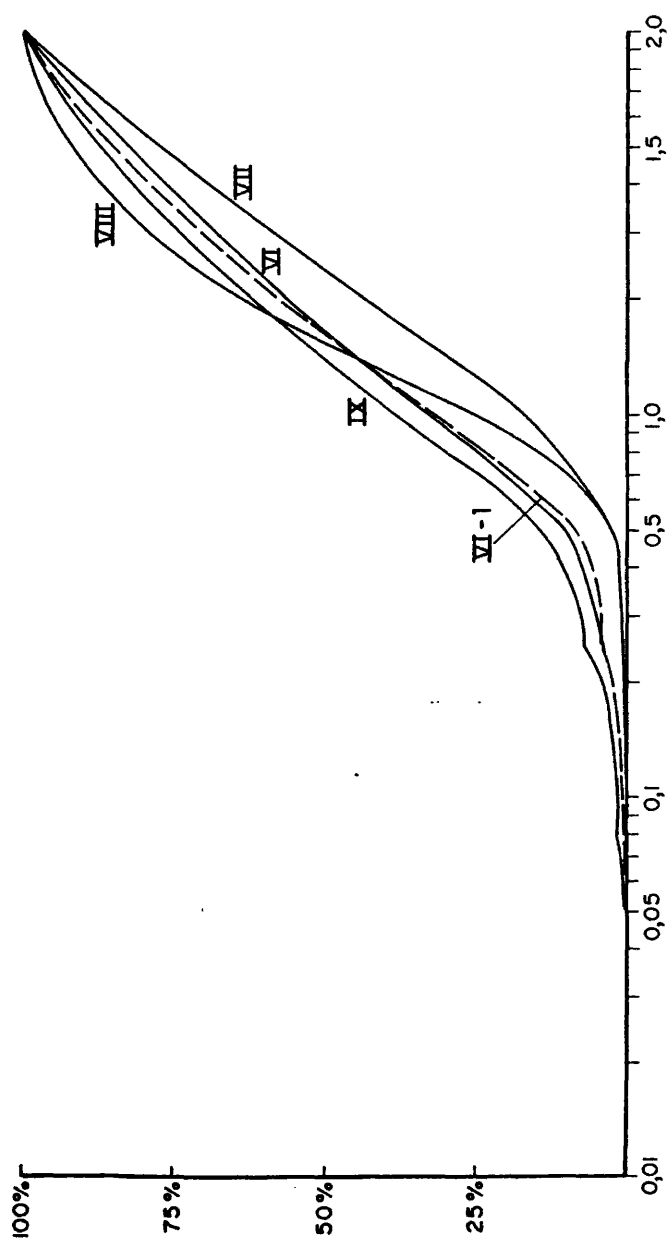
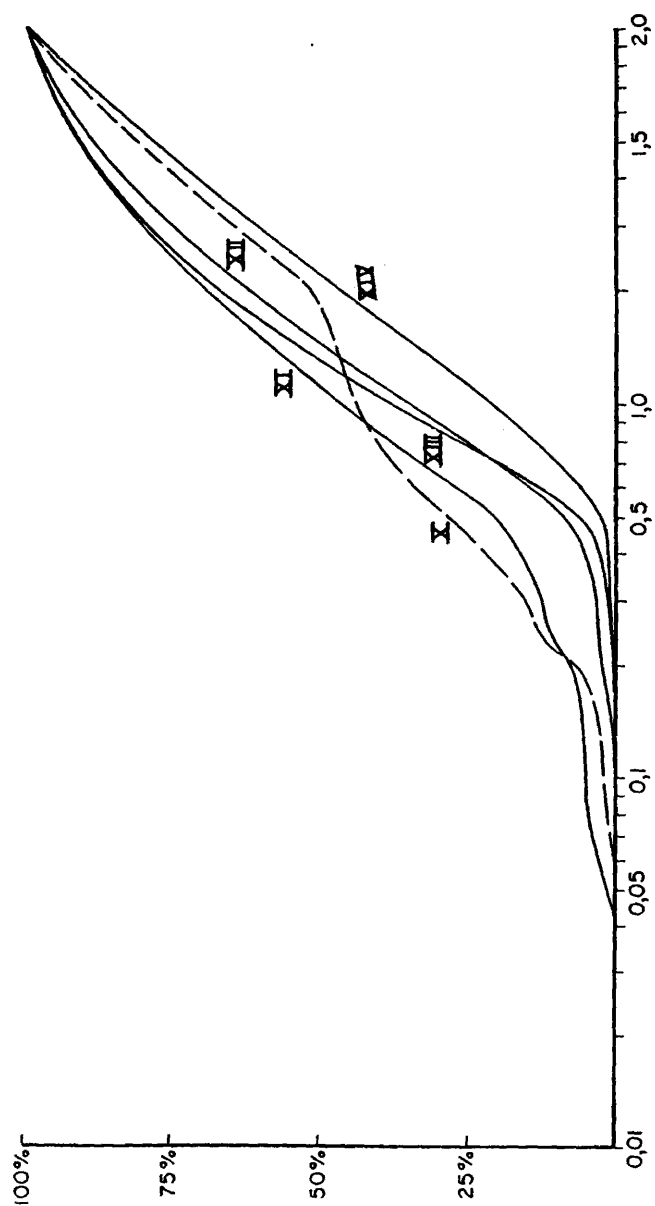


Fig. 28. Curvas acumulativas de la fracción menor de 20 mm. Actual Suarón
(estaciones VI-IX).

Fig. 28 bis. Curvas acumulativas de la fracción menor de 20 mm. Actual Suarón
(estaciones X-XIV).



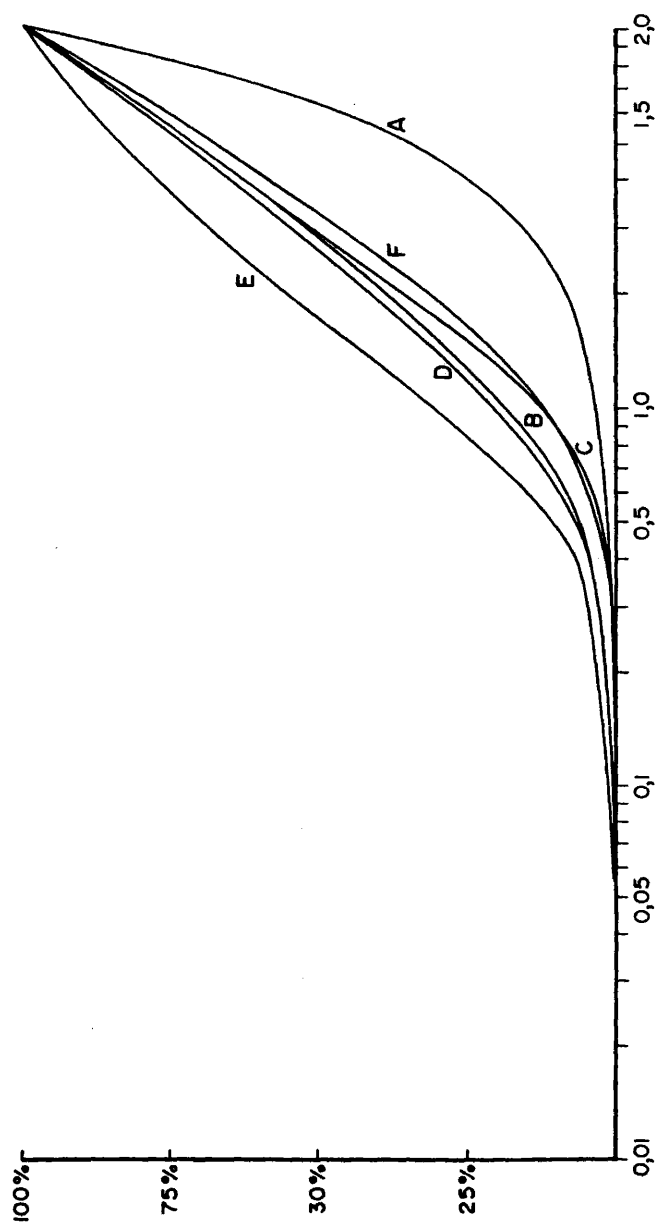


Fig. 29. Curvas acumulativas de la fracción menor de 20 mm. Arroyos del Suarón.

tamaños de gravillones (Cuadro VIII). Curvas de tipo parabólico, con una concavidad más pequeña que aquella de la estación I; la inflexión basal es moderada y el ascenso es lento y casi rectilíneo; no hay limos ni prácticamente arena muy fina. Se trata de un sector correspondiente al final del tramo superior caracterizado por fuertes acumulaciones de materiales al estrecharse los cauces.

Las estaciones VI y VI-I presentan curvas acumulativas semejantes a las anteriores, pero el aspecto en las secuencias de arenas finas acusan marcadas diferencias; se trata de ciertas estrangulaciones que aparecen en la dimensión entre 0,20 y 0,30 mm y que comunican a la curva un aspecto articulado. Estas roturas a poca distancia de comenzar el ascenso hacia los tamaños mayores pueden interpretarse como dos fases de sedimentos diferentes depositados en condiciones forzadas; la más fina, con suave inclinación retenida por los numerosos obstáculos de materiales gruesos y vegetación que se encuentra en las márgenes y centro del cauce; la sedimentación más gruesa, con fuerte inclinación de la curva, corresponde a normales acumulaciones forzadas, bien por rápido descenso en la actividad de la corriente o por frenado brusco en diques o barras, naturales o artificiales que aparecen en el lecho fluvial.

Las estaciones VII y VIII, recuerdan respectivamente, a las curvas acumulativas de las anteriores estaciones I y II; la primera ofrece desarrollo parabólico, con aspecto regular y marcada concavidad basal hasta el límite de arena media y grue-

sa, en el que su trazado es rectilíneo con ascenso rápido; mediana situada en la fase gravillón y mala clasificación ($So = 1,92$); por el contrario, la curva granulométrica de la estación VIII muestra una clasificación mejor ($So = 1,61$), con inflexión basal más marcada, ascenso brusco hasta el límite de la arena gruesa con la grava, donde inicia una convexidad suave que tiende a dar a la curva ligero aspecto sigmoidal; ello evidencia en este sector una transición de los arrastres en masa a un transporte en suspensión turbillonar.

La presencia de curvas con desarrollo anómalo, iniciadas en las estaciones VI y VI-I aparecen con más o menos irregularidades en las estaciones IX, X y XI; la curva de mayor articulación corresponde a la estación X; la fase arenosa muy fina se encuentra en pequeñas cantidades (3,1%) y carece totalmente de limos; la primera inflexión de la curva aparece en 0,12 mm con una suave concavidad y ascenso brusco hasta 0,25-0,30 mm, donde se aprecia una pequeña meseta; a partir de 0,30 mm continúa el ascenso rápido hasta 1,0 mm apareciendo otra meseta escasamente horizontal que termina en una segunda estrangulación con ascenso de la curva hasta la fracción grava. Este comportamiento granulométrico se traduce en muy mala clasificación ($So = 3,01$) con amplia dispersión global. Se trata de la acción simultánea de varios procesos diferentes en la formación de la carga aluvial fina, mezclas de acumulaciones libres y forzadas cuyos materiales rellenan a veces los intersticios que forman los depósitos de cantos y bloques - o por acumulaciones vegetales que frenan la corriente y el tránsito de sedimentos en las

grandes avenidas y que en las curvas acumulativas se traduce por la aparición de elevaciones y depresiones con umbrales más o menos marcados y amplios.

Las curvas acumulativas de las tres estaciones siguientes son de aspecto muy semejante; se caracterizan por su mala clasificación ($S_o = 1,80-1,91-1,94$) y amplia dispersión global. Los materiales de las estaciones XII y XIII pertenecen al grupo de curvas parabólicas; fuerte inflexión basal en la parte terminal de la fase arenosa muy fina, con un espacio rectilíneo hasta la fase de arenas gruesas y ligera convexidad en toda la secuencia de la fracción grava, lo que manifiesta cierta tendencia a formar una "ese" muy estirada; por el contrario, las muestras de la estación XIV ofrecen curva parabólica típica de acumulaciones forzadas, a pesar de ser el último sector del tramo fluvial inferior, los parámetros e índices granulométricos continúan siendo idénticos a aquellos de cabecera y del tramo medio, lo que confirma el origen del material como mezclas de aportes longitudinales con sedimentos procedentes de laderas y de la destrucción de las margenes del cauce por socavación (formaciones aluviales antiguas y recientes). (Figs. 27 y 28).

Los caracteres granulométricos de la fracción menor de 20 mm. en los afluentes principales -Pumarín, Lormes, Molejón, Los Cobos, Añides y Montouto- son análogos a los del colector principal, tales como elevados porcentajes de gravas y arenas gruesas (Cuadro VII D), mala clasificación, amplia dispersión

global, fuerte lavado de materiales muy finos (arenas muy finas y limos), altos valores de medianas, etc.; entre los arroyos existen también ciertas características particulares, como por ejemplo para el arroyo Pumarín la curva granulométrica es típica de una acumulación forzada, con una concavidad muy acentuada, mientras que los arroyos de Lormes, Molejón, Los Cobos y Montouto, ofrecen curvas también parabólicas, pero se aprecia una concavidad más moderada y aspecto casi rectilíneo en el ascenso hacia las altas dimensiones; finalmente, las curvas del arroyo de Añides muestran cierta tendencia hacia una ligerísima inflexión terminal. (Fig. 29)

Los resultados obtenidos de parámetros e índices granulométricos y el desarrollo de las curvas acumulativas, permiten deducir algunas consideraciones sobre el transporte y sedimentación de la carga aluvial en relación con las condiciones de la dinámica fluvial. El proceso de transporte en la cuenca del Suarón se realiza en masas desordenadas o montones de materiales caóticos, pero con ciertas migraciones de los más finos; caracter común en todos los cauces es la escasísima presencia de la fracción menor de 60 micras (inferiores al 1%) y de la fase arenosa muy fina (0,3%-5,4%). Las condiciones de sedimentación se realizan, en general, por acumulaciones retenidas a través de los numerosos obstáculos (pavimentos, diques, presas, barras, etc.) existentes en los cauces, estorbos que a su vez modifican la competencia de la corriente; estos condicionamientos debidos a las circunstancias morfológicas de los cauces flu-

viales, no favorecen la selectividad granulométrica progresiva sino por el contrario, contribuyen a que en todos los lugares del curso fluvial la clasificación de los materiales sea mala.

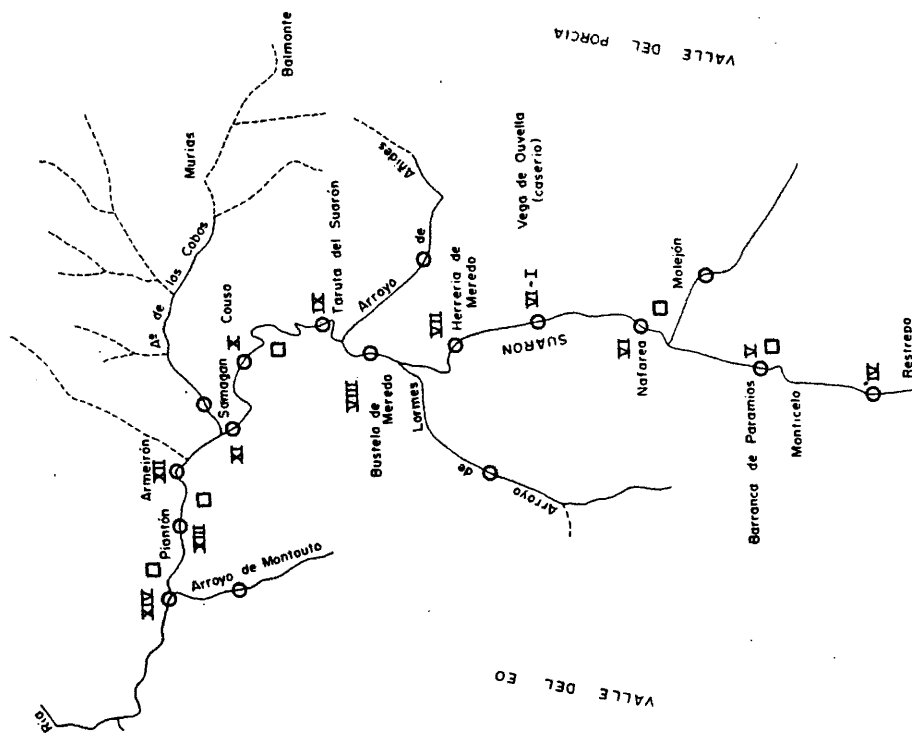
Otros tipos de curvas granulométricas como las de aspecto irregular por estrangulaciones y aquellas de tendencia hacia una forma de "ese" estirada, son poco frecuentes; corresponden las primeras a sectores fluviales donde existen mezclas de materiales de distinta procedencia, y las segundas a sedimentos transportados y depositados sin numerosos obstáculos al modificarse el medio hidrodinámico. En resumen, tanto la dinámica fluvial como los procesos morfogenéticos de los cauces, se condicionan a las grandes avenidas, y particularmente a las formaciones rocosas coherentes de los cauces, a las acumulaciones detríticas, tanto naturales abandonadas en los cauces durante el curso del transporte como artificiales, y a la cobertura vegetal.

7.6. Niveles de acumulación fluvial en el valle del Suarón

El valle del Suarón se orienta en dirección S-N, extendiéndose por el dominio del Eo con una longitud de 18,100 Km; en su curso alto va paralelo y próximo a la línea de cabalgamiento que da lugar a la superposición de la Unidad del Eo sobre la Unidad del Navia, discurriendo siempre encajado por las cuarcitas y pizarras de la Serie de los Cabos.

En su tramo alto el Suarón presenta caracteres de río recto y posteriormente adquiere aspecto meandriforme, alcanzando su índice de sinuosidad un valor de 1,24. No existe

339

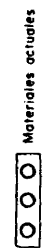


339 bis

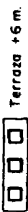


III

Peña Tormil



Materiales actuales

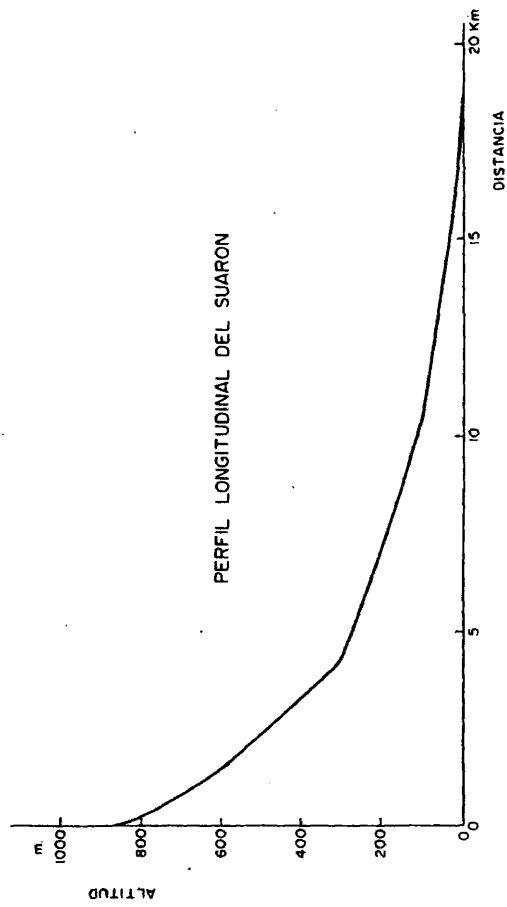


Terraza +6 m.

Leira
II
Busdemouros

I
Tormil

La Garganta (caserio)



PERFIL LONGITUDINAL DEL SUARON

fig.30

ninguna referencia bibliográfica en lo que concierne al Cuaternario fluvial del Suarón, representando el estudio de las acumulaciones antiguas de materiales detríticos que aquí hacemos una continuación del realizado sobre los aspectos morfológicos y morfodinámicos de su cuenca-vertiente. (Fig. 30).

Del río Suarón solo hemos localizado un nivel antiguo a + 4-6 m del thalweg actual, este nivel no está representado por igual en todas las estaciones y en realidad no se trata de un nivel de terraza sino de glacis-terrazas formados en gran parte por los arrastres de vertientes que posteriormente han sido modificados por la acción del río al irse este encajando.

Los cinco depósitos localizados por nosotros aparecen en las zonas bajas de vertientes en vías de regularización con sensible inclinación hacia el curso fluvial lo que conduce a considerar estas acumulaciones como formadas en la parte terminal de un glacis. En ocasiones el material de ladera fosiliza a los depósitos de glacis-terrazas.

Nivel + 4-6 m (Cuadro IX y X)

- Estación I

En la carretera de Paramios a Monticelo, en la margen derecha del Suarón, se encuentra un corte visible de unos 15-20 m de longitud, no pudiendo calcularse la extensión por encontrarse el material antiguo de este nivel + 4-6 m fosilizado por los derrubios de vertiente, la potencia del depósito es de 1-1,5 m.

CUADRO IX

COMPOSICION GRANULOMETRICA Y LITOLOGICA

Depósitos	Escala dimensional cm							Md cm	Ce cm
	2-4 %	4-6 %	6-8 %	8-12 %	12-16 %	16-24 %	24-40 %		
Estación I									
C%	8	19	13	12	4	1	2	6,0	50,0 (C)
P%	8	15	6	4	5	1	—		
Q%	—	1	—	1	—	—	—		
Estación II									
C%	5	12	7	6	2	3	—	6,5	27,0 (Q)
P%	5	24	21	9	1	1	—		
Q%	1	1	1	1	—	—	—		
Estación III									
C%	6	18	9	12	7	6	2	6,0	51,0 (C)
P%	8	17	7	3	—	—	—		
Q%	1	1	1	1	—	—	1		

CUADRO IX (continuación)
COMPOSICION GRANULOMETRICA Y LITOLOGICA

Escala dimensional cm													
Depósitos	2-4	4-6	6-8	8-12	12-16	16-24	24-40	40-60	Md	Ce			
	%	%	%	%	%	%	%	%	cm	cm			
Estación IV													
C%	8	19	9	10	6	4	1		6,0	34,0 (C)			
P%	10	12	9	3	1	1	—						
Q%	1	2	1	2	—	1	—						
Estación V													
C%	3	19	15	20	11	6	1	1	7,8	52,8 (C)			
P%	2	4	5	3	1	1	—	—					
Q%	—	2	2	1	1	1	1	—					

MORFOMETRIA - CUARCITAS 4-6 cm = L

343

CUADRO X (continuación)

MORFOMETRIA - CUARCITAS 4-6 cm = L

Depósitos	I. desgaste			I. aplanamiento			I. disimetría		
	Md	% <100	% > 500	M _O	Md	% <1,5	% > 2,5	M _O	Md
Estación III	296	1	7	250-300	2,93	0	67	1,75-2,00	602
(Carret. Meredo				650-700				2,25-2,50	
Vegadeo)								2,75-3,00	
								3,25-3,75	
								4,00-4,25	
Estación IV	211	7	2	100-150	3,05	5	64	2,00-2,25	669
(Carret. Pianton				200-250				2,50-2,75	
Armeirín)								3,00-3,25	
								3,75-4,00	
Estación V	274	0	1	200-250	2,58	5	54	1,50-1,75	617
(Armeirín)				400-450				2,50-2,75	
								3,75-4,00	

Se trata de un replano correspondiente a un cauce antiguo, sin morfología horizontal de terraza; las acumulaciones detríticas del depósito presentan disposición caótica sin estratificar y están formadas por aportes laterales accionados dentro del régimen fluvial; aluviones gruesos dentro del tamaño de bloques y cantos grandes con coloración amarilla como resultado de la fuerte alteración a que han estado sometidos, engastados en una matriz gruesa constituida por gravas de pizarras y cuarcitas. Los aluviones se encuentran en contacto irregular con el substrato cuarcítico-pizarroso.

En cuanto a la granulometría es de notar un predominio de cantos medianos y grandes con mediana de 6,0 cm y centílo correspondiente al tamaño de bloque. Litología de cuarcitas y pizarras con muy escasa presencia de cuarzo.

La morfometría (fig. 31) presenta un índice de desgaste ($Md\ Id = 253$) típico de régimen fluvial; la mediana de disimetría muy baja (512) indica escaso fraccionamiento, posiblemente por tratarse de una acumulación correspondiente a la orilla de un meandro (point-bar).

Recubren a estas acumulaciones materiales de vertientes soliflujionados que procedentes de las laderas forman una pendiente continua, presentando toda la superficie topográfica una fuerte inclinación hacia el cauce actual; todo ello parece indicar que no se trata de una auténtica terraza sino más bien de un glacis-terrazza.

-Estación II

Próximo al arroyo Molejón en la vertiente derecha y junto al puente de la carretera se encuentran materiales de distribución muy dispersa, en una extensión de unos 10 m.

Se trata de un nivel fluvial situado en el extremo de la vertiente regularizada con potencia de 50 cms a 1 m. La disposición de los aluviones es masiva, caotica, con características de aluviones gruesos fuertemente desgastados y muy análogos a los actuales, por debajo se observa el substrato de pizarras y cuarcitas. Recubren a este depósito materiales muy heterométricos de ladera que se han deslizado por solifluxión.

Con respecto a la granulometría de este depósito el máximo del histograma se encuentra en la secuencia de cantos pequeños y medianos (4-8 cm) con mediana de 6,5 cm; el centílo más bajo que en los otros depósitos (27,0 cm) y en cuarzo. Litología de cuarcitas, pizarras y cuarzoes.

La morfometría (Fig. 31) ha sido realizada en cuarcitas y pizarras, ofreciendo ambas dos y tres máximos para el desgaste y aplanamiento, lo que indica mala clasificación del material por la presencia de aportes laterales, a partir de materiales arrancados a las vertientes por la erosión; confirma así la sedimentología la observación morfológica de que no se trata de terrazas cuyos aportes procedan fundamentalmente del arrastre longitudinal del río, sino de glacis-terrazas, cuyos aportes principales proceden de las vertientes y han

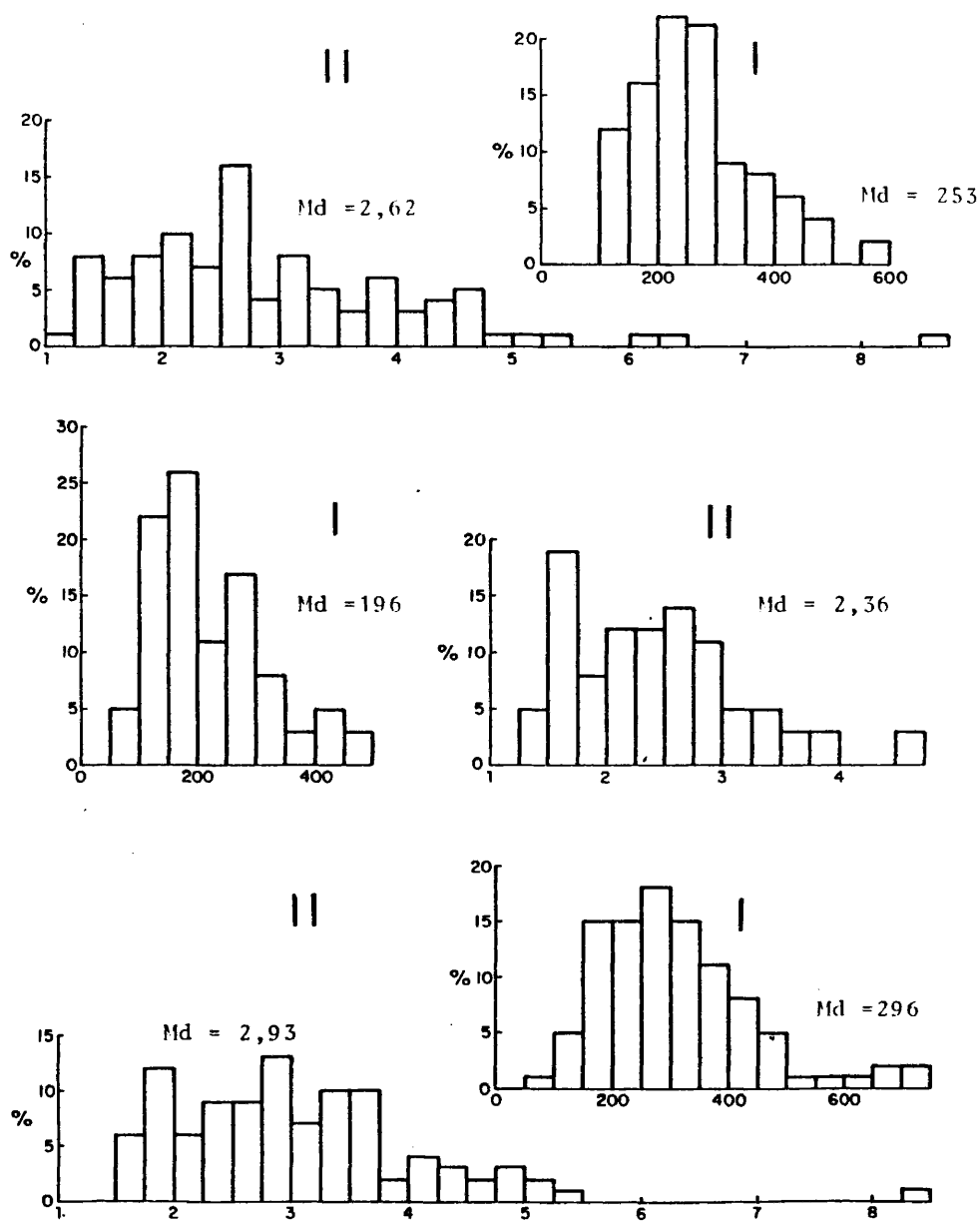


Fig.31. Histogramas morfométricos de desgaste (I) y aplanamiento (II). Nivel + 4-6 m Suarón; estaciones I-II-III.

sido accionado por el régimen fluvial.

- Estación III

Nivel cuaternario extendido en una longitud aproximada de 80-100 m, con pequeña anchura de superficie, potencia de 3-4 m y fuerte pendiente hacia el thalweg del río.

Corte visible en la trinchera de la carretera Meredo-Vegadeo, margen izquierda del Suarón; la superficie ofrece una pendiente paralela al thalweg actual.

Materiales heterométricos con bloques relativamente dispersos de color amarillo oscuro sin haber encontrado cantos raros y engastados en una matriz fina; aluviones en masa caótica sin estratificar mezclados con materiales procedentes de las laderas; se observa el substrato cuarcítico.

Como en los depósitos anteriores la mediana de grano es de 6,0 cm y el mayor número de elementos se encuentra en la secuencia de cantos medianos y grandes (4-12 cm); el centilo en cuarcitas presenta tamaño de bloque (51,0 cm). Litología de cuarcitas, pizarras y escasos cuarzos.

El análisis morfométrico evidencia un marcado régimen fluvio-torrencial, la mediana de desgaste es alta (296) y también la mediana de aplanamiento (3,93) llegando a presentar hasta cinco máximos en el histograma; el índice de disimetría moderadamente elevado (602). (Fig. 31).

Recubre a los aluviones materiales solifluxionados sobre la vertiente formando una pendiente continua sobre una superficie topográfica inclinada hacia el thalweg (Lám. XXXI).

349

Lám. XXXII

- A) Nivel fluvial del Suarón en la carretera Meredo-Vegadeo con fuerte pendiente hacia el thalweg del río, materiales heterométricos con centilo en el tamaño de bloques.
- B) Vertientes regularizadas con laderas cubiertas de materiales de tipo periglaciario; en las partes bajas de las vertientes se encuentran colgados los niveles de acumulación fluvial.

350



A



lam. xxxii

Este depósito. como los anteriores, es un antiguo cauce del río mezclado con aportes de vertiente, donde aquí posteriormente el río se ha encajado formando un meandro.

- Estación IV-

En la carretera que une Piantón con Armeirin en la margen derecha del Suarón, situada sobre la estación XIII del actual a + 4-6 m del thalweg, se encuentra una acumulación muy heterométrica de cantos y algunos bloques dispersos con caracteres análogos a las anteriores acumulaciones; mediana de grano en la secuencia de cantos medianos (6,0 cm) y centilo de 34,0 cm.

La morfometría es de índice de desgaste medianamente elevado ($Md Id = 211$), con alto índice de aplanamiento ($Md Ia = 3,05$) y disimetría ($Md Idi = 699$). (Fig. 32).

- Estación V-

Situado en un gran meandro que el Suarón forma en Armeirin, apoyado sobre las laderas de la vertiente, se encuentra el corte visible de unos 60 m de largo y un ancho aproximado de 10 m con fuerte pendiente hacia el thalweg; en la base existe un replano que forma un aterrazamiento en la margen convexa del cauce (point bar).

La potencia de los aluviones es variable apareciendo como máximo en un frente de 2,5 m; aluviones en masa no estratificados ni cementados, mezclados con algunos aportes laterales y mostrando contacto irregular con el substrato pizarroso. Recubre a los aluviones una delgada capa de suelo de apro-

352

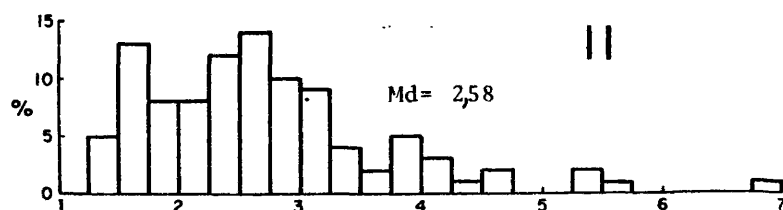
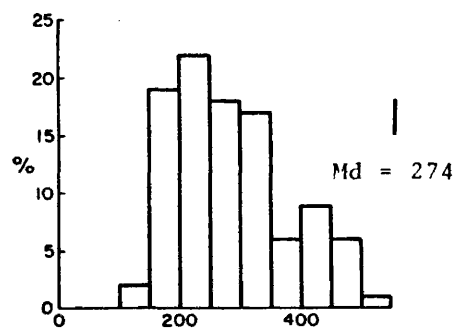
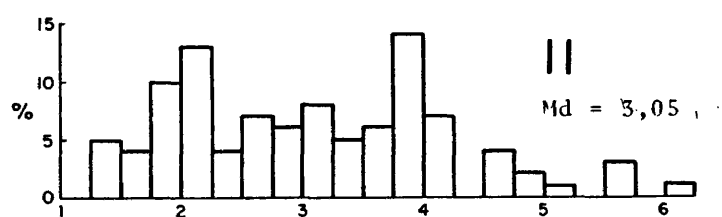
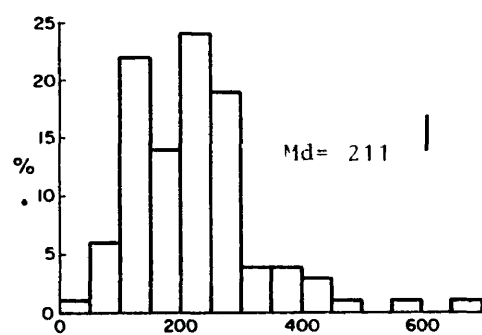
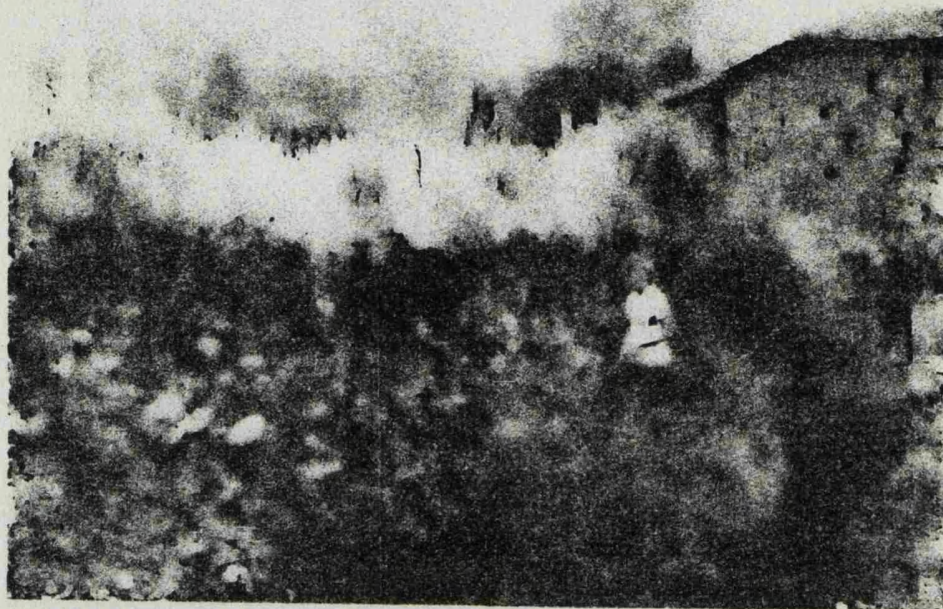


Fig. 32. Histogramas morfométricos de desgaste (I) y aplanamiento (II). Nivel + 4-6m Suarón; estaciones IV-V.

Lám. XXXII bis

- A) Detalle del nivel de acumulación fluvial de la estación III de la cuenca-vertiente del Suarón, aluviones en masa caótica sin estratificar.
- B) Armeirin. Nivel de acumulación fluvial + 4-6 m de la estación V, situado en un gran meandro que forma el Suarón.
- C) Vista general del nivel + 4-6 m de Armeirin; terraza mal delimitada respecto a la vertiente formando unidad morfológica con ella.

351



ximadamente 50 cm de espesor; todo ello forma una pendiente con tinua hacia el thalweg (Lám XXXII bis; B,C).

Aluviones formados por cantos y algunos bloques relativamente dispersos con índice de desgaste bastante elevado (Fig.32) (Md Id= 274) y aplanamiento con tres máximos en el histograma, probablemente debido a que gran parte de los aluviones han si do incorporados por aporte lateral. Litología de cuarcitas y pizarras con escasa presencia de cuarzos (8%); la mediana de grano (7,8 cm) alcanza valores más elevados que en depósitos anteriores y también el centilo (52,8 cm).

Terraza mal delimitada con respecto a la vertiente formando unidad morfológica contínua con ella. En la margen derecha del río, se ofrece otro aterrazamiento a 1 m sobre el thalweg actual con materiales de solifluxión, el reborde del aterrazamiento es menos neto que el de la terraza de la margen izquierda.

7.7. Granulometría de arenas (cuadro XI)

La fracción menor de 20 mm es muy heterométrica con representación en todas las fases arenosas. Los valores de me dianas en general son altos ($Q_2 = 2,00-1,45$), y corresponden fundamentalmente a materiales de arena gruesa, excepto en el depósito de la estación V donde el valor de la mediana es más bajo ($Q_2 = 0,75$); en todos los depósitos la fracción grava es la que alcanza más altos porcentajes (49,6-25,6). Todas las curvas presentan muy mala clasificación ($S_0 = 2,02-2,79$).

CUADRO XI

COMPOSICION GRANULOMETRICA DE ARENAS. INDICES Y PARAMETROS

Depósitos	Gr%	Ag%	Am%	Af%	Amf%	< 60 μ	Q3	Q2	Q1	Q90	Q10	So	Dg
Estación I	44,7	15,9	15,9	12,6	7,5	2,3	4,25	1,65	0,54	7,30	0,20	2,79	7,10
Estación II	32,8	21,1	13,3	10,4	4,1	13,5	2,80	1,45	0,40	5,00	0,03	2,65	4,97
Estación III	41,6	25,2	17,9	11,6	3,0	0,7	3,20	1,60	0,78	5,60	0,36	2,02	5,24
Estación IV	49,6	16,5	15,7	7,1	6,1	4,0	4,70	2,00	0,80	7,50	0,36	2,41	7,14
Estación V	25,6	14,6	23,6	21,3	10,2	3,7	2,10	0,75	0,36	4,60	0,15	2,41	4,45

356

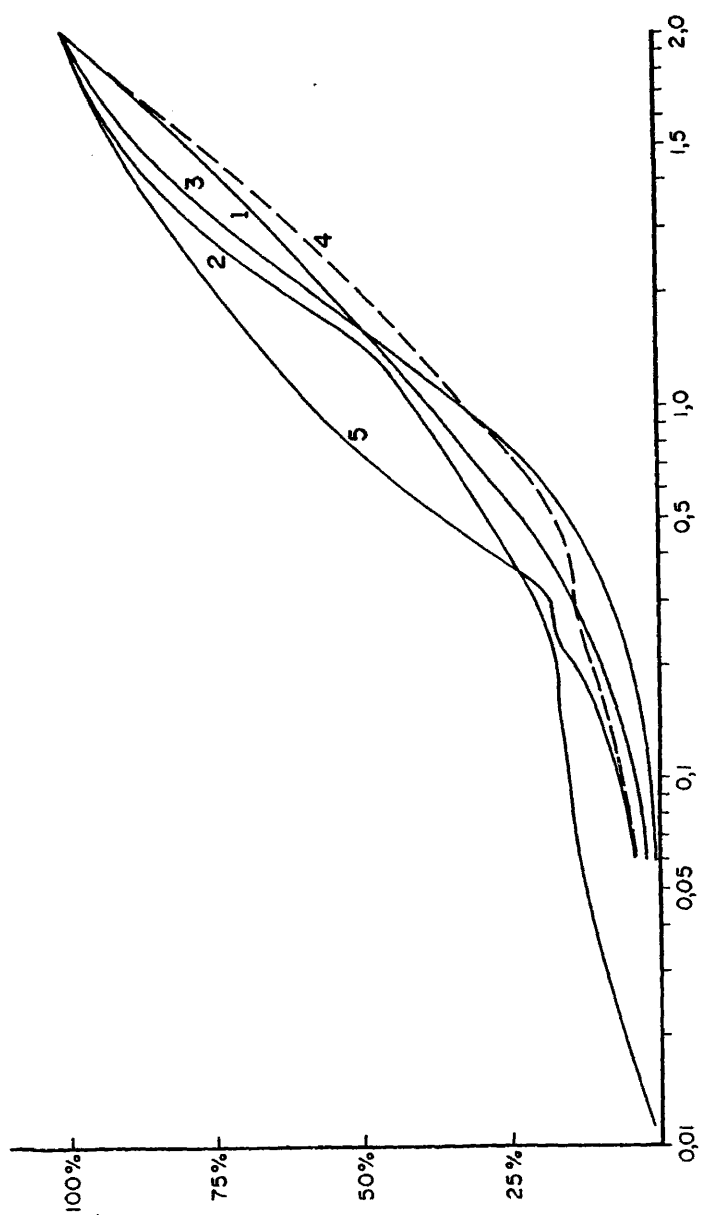


Fig. 33. Curvas acumulativas de la fracción menor de 20 mm. Nivel de acumulación fluvial + 4-6 m del Suarón.

En general se trata de depósitos fluviales mal clasificados y modificados con posterioridad a su formación que ofrecen curvas sin clasificación (Fig. 33).

7.8 Consideraciones finales

Morfológicamente, la cuenca del Suarón ofrece escasas acumulaciones pertenecientes a los antiguos arrastres fluviales, no se puede hablar en él de terrazas sino de nivel de acumulación fluvial, debido a la escasa presencia de superficies planas, así como a la escasa potencia (1-4 m) de estas acumulaciones detríticas.

El carácter estrecho del valle ha dificultado el desarrollo de las acumulaciones fluviales y la erosión sobre las vertientes, que en general fosiliza a los depósitos, ha limitado la extensión de los aluviones y ha hecho su reparto desigual.

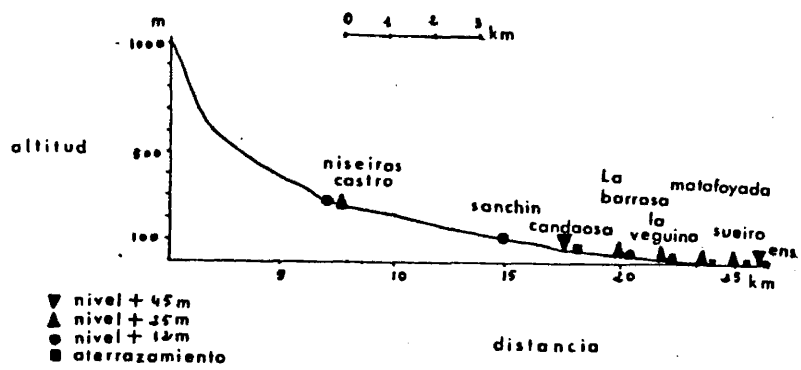
No es posible relacionar a lo largo del valle las diversas acumulaciones desde un punto de vista morfológico; sin embargo, el estudio sedimentológico aplicado a los aluviones del valle del Suarón si presenta caracteres similares; la litología en todos ellos es de cuarcitas y pizarras con muy escasa presencia de cuarzos; la mediana de grano se encuentra siempre en la secuencia de cantos pequeños y medianos (6,0-7,8 cm) con centilos en el tamaño de bloques pequeños (27-52,8 cm); la morfometría ofrece índices de desgaste dentro de un régimen fluvio-torrencial (Md Id 188-296), la di-

simetría alta (602-669) excepto en la estación I donde la disimetría es francamente baja (510), por tratarse posiblemente de alguna acumulación en algún antiguo meandro (point-bar) del Suarón.

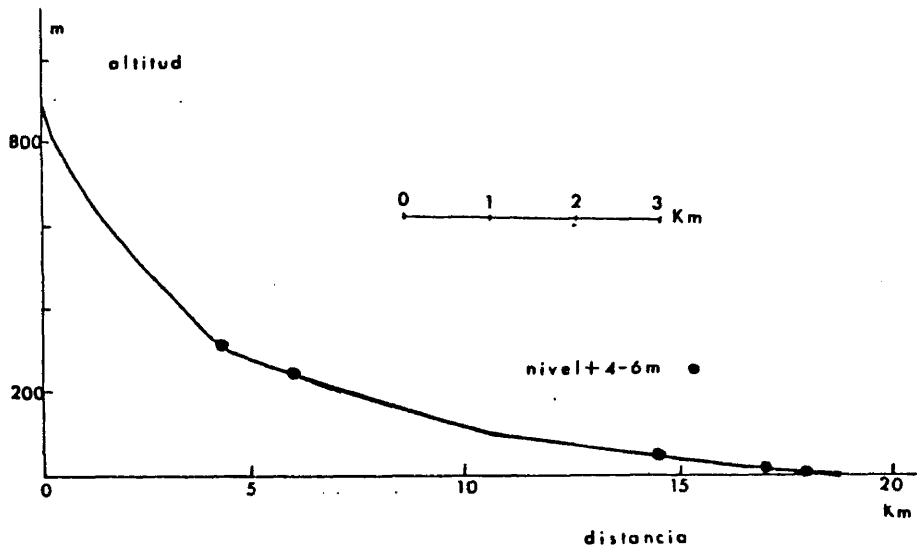
Sobre la génesis de estas acumulaciones carecemos de datos precisos que nos la puedan determinar pero parece tratarse de un nivel de acumulación muy reciente.

PORCIA

360



SUARON



260 bis

L A P L A T A F O R M A L I T O R A L O

R A S A C A N T A B R I C A Y E L F R E N T E

C O S T E R O

CAPITULO OCTAVO

8.1. Introducción

El tramo litoral comprendido, entre el estuario del Navia y la ria del Eo, es una zona de abrasión, notoria, extensa y bastante uniforme. Esta plataforma se extiende desde el cabo de Peñas en la zona central del litoral asturiano, hasta la parte oriental de la provincia de Lugo, donde comienza el macizo granítico de Galicia.

Desde Navia hacia el occidente de Asturias, esta superficie de abrasión marina va haciéndose paulatinamente más ancha llegando a alcanzar los 6 kms de anchura en lugares como: Casariego, Barres, Campón... términos situados en el extremo occidental, mientras queda reducida a unos metros en las proximidades de Navia.

Presenta la rasa una fuerte basculación hacía el oeste que se manifiesta observando los materiales detríticos retocados por el mar que en las proximidades a la desembocadura del río Eo se encuentran a alturas de 20 m, alcanzado los 70 m cerca de Navia y los 90 -100 m en zonas más orientales. Ello indica un movimiento de basculación general del país hacía el occidente, motivado igualmente por un rehundimiento del país gallego hacía el Atlántico.

La rasa cantábrica, conocida ya por SCHULZ (1858) y Barrois (1882) empezó a ser descrita por HERNANDEZ SAMPELAYO, 1923 y CUETO RUIZ DIAZ, 1930 y posteriormente estudiada por HERNANDEZ PACHECO (1949) que en un principio atribuye a la ra-

sa cantábrica un origen continental. Supone que tal arrasamiento era representativo de una penillanura que en el borde del con tieniente se adentraba ampliamente en el mar, penillanura que al ser combatida por las olas, durante el Cuaternario, va retrocediendo y formandose en su frente un acantilado.

Investigaciones posteriores (GUILCHER, 1955; LLOPIS LLADO, 1956, 1957, 1964; HERNANDEZ PACHECO y ASENSIO AMOR, 1959, 1960, 1961, 1962, 1963, 1964; GRISEZ, 1961; NONN, 1960, 1966; MARY, 1967, 1968, 1970, 1971, 1972, 1975; ASENSIO AMOR, 1974, 1975, 1979) atribuyen a la rasa cantábrica un origen marino. Se estudian depósitos de material detrítico que proceden de un trans porte fluvial desde el interior del continente, que queda depositado sobre la superficie de la rasa y que posteriormente es removido y modificado por el mar en épocas donde se han sucedido cambios de nivel eustáticos. Tales fenómenos pueden ser motivados por abombamiento de los fondos oceánicos, lo que determinaría cambios de nivel eustáticos diastrofico, o por licuación de los casquetes de hielos de las altas montañas, lo que determina el aumento del volumen de las aguas marinas por mecanismos glacioeustáticos; este sería el caso de lo sucedido en la rasa cantábrica en el transcurso del Cuaternario.

Los materiales, en un principio transportados desde el interior del continente, fueron trabajados por el mar, quedando depositados sobre la superficie de la rasa donde posteriormente, al retroceder ésta por erosión marina y en épocas de ele vación del nivel del mar, sufrieron el desgaste marino. Así pues

la rasa es una antigua superficie de abrasión marina; a cada elevación marina sucedió una regresión, lo que fue suficiente para modificar en detalle la superficie de la rasa y dar a los materiales que la cubrían el carácter de depósitos costeros trabajados por el mar. La rasa se va destruyendo por el proceso erosivo del mar que hace retroceder cada vez más el frente de los acantilados.

La existencia de arenas eolicas ya fijas (ej; depósito de Campón y Torbas) que procedentes de las playas se depositaron en la rasa arrastradas por el viento, los depósitos tipo marisma y los entrantes con arenas muy ferruginosas, alternando con masas caolinicas (ej; depósito de Campón, Castello y Torbas), nos denuncia un litoral poco profundo y situado a unos 15-18 m sobre el nivel del mar.

En algunas zonas se observan niveles escalonados del frente externo de la rasa comprendidos siempre por debajo de los 60 m; a esta altura la horizontalidad es casi perfecta, terminando casi siempre de modo brusco al ser cortados por el acantilado, observándose sobre éste depósitos colgados de material modificado y desgastado por el mar. En la zona que nos ocupa de Navia al Eo pueden observarse sobre los acantilados depósitos con retoque marino en: la punta de la Rubia, Santagadea, Palo de Rego, Falcoeira, el Gaviotero, etc.

Junto a estas pruebas sobre el origen marino de la rasa, hay que hacer notar, que en el tramo de rasa cantábrica recorrido por nosotros, no aparecen en ningun momento restos de

antiguos cantiles, cuevas de erosión marina, como las que se observan en el frente acantilado actual, ni grandes masas de arenas playeras con restos de conchas de moluscos marinos y conchuela por trituración de la misma. La causa de ello se encuentra:

a) en la acidez tan alta que registra el suelo, que ha hecho disgregarse por completo el contenido en CaCO_3 que en ella quedará depositado durante la invasión del mar. La fuerte acidez que caracteriza a esta zona ha podido destruir de forma total los residuos orgánicos y no ha permitido que se lleguen a producir fenómenos de fosilización.

b) los materiales depositados sobre la rasa han estado sometidos en el transcurso del tiempo a dos tipos de clima: uno anterior frío y húmedo puesto de manifiesto por la aparición de cantos rotos por un proceso de gelivación (ASENSIO AMOR y NONN, 1964) y otro actual, templado y húmedo (ASENSIO AMOR y SUAREZ ACEVEDO, 1962). La humedad ha podido ser el factor decisivo en la alteración de estos materiales. Acción de la humedad que no solo habrá actuado de una forma física o desintegradora, sino que también esta acción de la humedad será química realizándose fenómenos de hidrólisis y de disolución que han podido destruir las combinaciones calizas y silíceas de origen orgánico.

c) no se observan restos de antiguos acantilados porque posiblemente han quedado fosilizados y rellenos por los materiales procedentes de las vertientes en vías de regularización; glacis que se extienden al pie de los relieves de cuarcitas y pi-

zarras de la Serie de los Cabos, los cuales en su tramo final reposan sobre los materiales de la rasa y la fosilizan. Esto puede observarse por ejemplo en el depósito Casariego-Brul, donde en el tramo final del glacis, y al pie del mismo, en Orjales, aparecen los cantos con modificación marina. También en la Caridad, donde los materiales de piedemonte -fragmentos no calibrados en matriz arenosa arcillosa- reposan netamente sobre depósitos marinos, llegando a entremezclar con ellos.

8.2. Unidades morfológicas

La cartografía de esta zona más próxima a la costa la consideraremos formada por los siguientes tramos, que representamos en el mapa geomorfológico.

1) Glacis, situados al pie de los relieves de cuarcitas y pizarras de la Serie de los Cabos, y que en algunos lugares descienden hasta la curva de nivel de 100 m y en otros puntos alcanzan los 150 m.

2) Rasa del occidente de Asturias, sobre cuya superficie aparecen diseminados materiales modificados por el mar correspondientes a diversas transgresiones marinas cuaternarias. Se trata de depósitos formados por cantos de cuarcitas, areniscas y cuarzos principalmente.

El nivel de la rasa en este tramo está comprendido entre los 15 y los 70 m; presentando como ya hemos indicado una basculación hacia el oeste y correspondiendo su anchura máxima a 5-6 km.

3) Depósitos posteriores al interglaciar Riss-Würm, formados por el progresivo encajamiento de la red hidrográfica en la rasa. Un depósito de esta clase lo observamos en la terraza del río Porcía, situada a + 10-12 m, sobre la ensenada del Porcía, cuyos materiales presentan un accionamiento fluvial sin posterior retoque marino, lo que indica que cuando el río Porcía discurría a 10-12 m sobre el thalweg actual, la última invasión marina ya había tenido lugar, siendo el depósito posterior a ella.

4) El frente costero y los depósitos actuales, que comprende el acantilado actual y el conjunto de playas, ensenadas, etc.

8.2.1. Glacis

En lo que se refiere al dominio de los glacis, se observa la presencia de algunas formaciones topográficas de este tipo que descienden lentamente hacia la plataforma de arrasamiento litoral.

Las vertientes nortes de la Cordillera Cantábrica descienden en algunos lugares Porcía, Orjales, Piñera...hacia la plataforma litoral o rasa Cantábrica como glacis mixtos bien desarrollados al pie de los relieves más interiores formados por la Serie de los Cabos y originados a partir del fenómeno de regularización de vertientes.

Durante las sucesivas transgresiones marinas, el mar llegó hasta un pie de monte y el glacis se ha formado posterior

mente por regularización de las vertientes. La superficie de los glaciares desciende hasta la misma rasa y ha podido fosilizar antiguas cuevas de erosión formadas, antiguos acantilados, etc, que no aparecen ahora por haber sido cubiertas y rellenas por estos glaciares.

Se trata de glaciares de perfil longitudinal ligeramente cóncavo con pendientes suaves -inferior a 6°- que se desarrollan sobre un substrato cuarcítico-pizarroso (Cámbrico medio-Ordovícico inferior).

Estos niveles se encuentran tendidos desde las vertientes norte de la cornisa cantábrica y se aprecian fundamentalmente a ambos lados de los ríos-Porcía, Anguileira y Tol- que forman la red hidrográfica más importante que cruza a la rasa o superficie de abrasión marina, en el tramo estudiado por nosotros.

Glaciares de tipo mixto- glaciares rocosos y glaciares detríticos- encontrándose en mayor proporción el material detrítico que los afloramientos rocosos. Jalonando el glaciar se observa material periglacial de cuarcitas, cuarzos y pizarras muy alteradas. Estos materiales procedentes de las laderas son cantos y bloques pequeños cuya naturaleza litológica está siempre en relación con los que coronan las cumbres de las montañas.

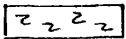
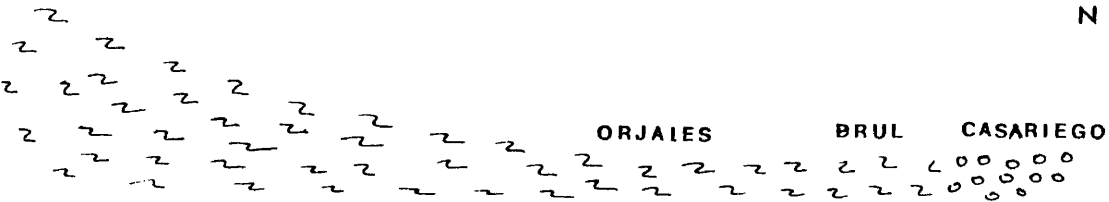
Los materiales que afloran en la superficie de estos glaciares muestran escaso desgaste y sus elementos están más o menos consolidados en una matriz arcillosa. (Lam. XXXIIB).

367 bis

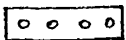
glacis

S

N



CUARCITAS Y PIZARRAS CON EFECTOS PERIGLACIARES



DEP. DE RETOQUE MARINO

Los elementos parecen haber sido arrastrados por coladas de soliflucción, sobre las laderas de las vertientes, siendo muy frecuentes los fragmentos gelivados de pequeño tamaño que originan acumulaciones detríticas, donde se observa desplazamiento de escombros y en los cantos grandes planos de fragmentación. Todo ello induce a pensar que estas vertientes han estado sometidas a un ambiente climático frío, donde se han desarrollado los mecanismos típicos del medio periglaciario. Junto a estos procesos que denotan intenso frío, se observan rasgos que presentan condiciones húmedas, tales como oxidaciones ferruginosas y coloraciones rojizas y amarillentas de los materiales por alteración de los mismos. (Lam. XXXIIB).

Generalmente, en los tramos finales de las pendientes, se da la particularidad de que los materiales detríticos periglaciares de los glaciares fosilizan o entran en contacto con las acumulaciones aportadas por el curso de los ríos y con los materiales detríticos que se extienden sobre la superficie de la rasa y que presentan un retoque marino, lo que nos induce a pensar que la edad de estos glaciares corresponde al pleistoceno superior y son posteriores a la rasa a la cual fosilizan.

8.2.2. Depósitos accionados por el mar, situados sobre la rasa

Son muchos y diseminados los depósitos continentales que se encuentran sobre la superficie de la rasa y que aparecen modificados por el mar. NONN (1966) asignó a estos depósitos un origen marino, pero aceptando que pudo estar prefigura-

369

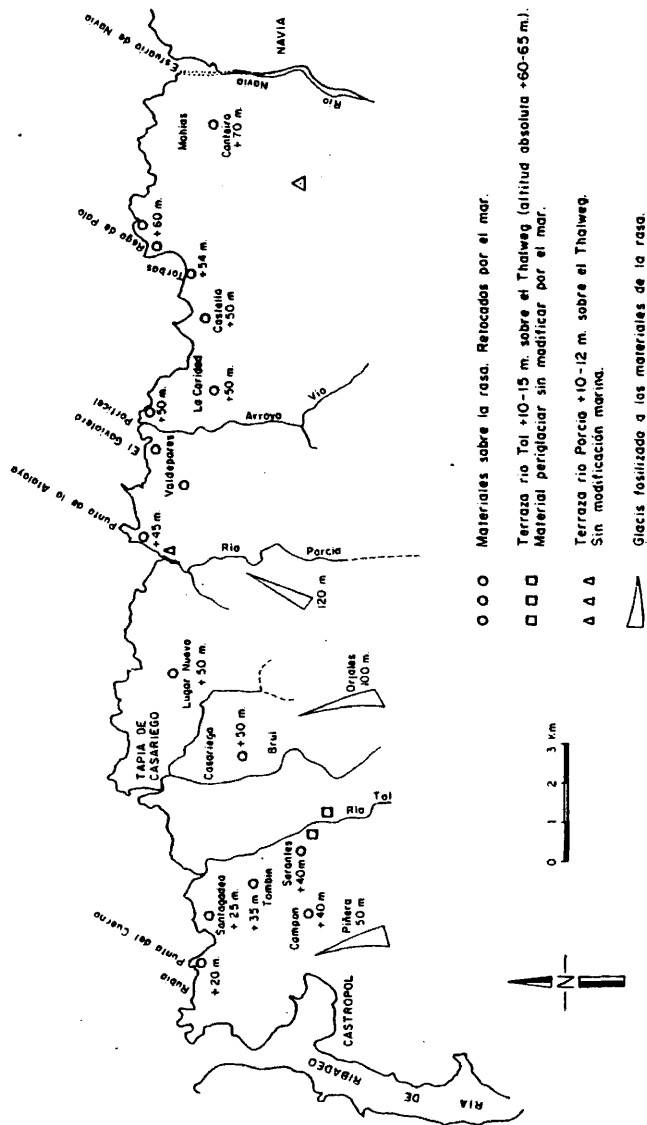


fig.34

da por glaciares preexistentes muy alterados.

En cuanto a la edad ASENSIO AMOR & NONN (1964) han demostrado que la rasa es anterior al Tirreniense.

Su génesis ha sido debida fundamentalmente a la abrasión marina, al ser invadido el borde continental por los movimientos eustáticos con la correspondiente transgresión marina, seguido de un retroceso posterior o regresión marina.

El mar ha invadido en diferentes épocas este borde litoral; durante estas invasiones la rasa sufre un retoque erosivo que va haciendo cada vez más uniforme su ya plana superficie, en algunas zonas muy próximas al acantilado actual. Tales invasiones debieron ser de muy corta duración, tanto más cortas cuanto más se adentraron en la rasa.

Así pues, la rasa fue ocupada por el mar, durante cortos periodos de tiempo sucediendo a las transgresiones marinas, rápidas regresiones, lo que ha ido modificando la superficie de la rasa y ha formado depósitos de materiales retocados por el mar.

Los depósitos aquí estudiados de occidente a oriente -desde la ría del Eo hasta la desembocadura del río Navia- y que presentan retoque marino, son los que se describen a continuación (Cuadro I y II). (Fig. 34).

- Punta de La Rubia

Depósito colgado del acantilado (Lám. XXXV) correspondiente al lugar denominado punta de La Rubia, próximo a la pla-

CUADRO I

COMPOSICION GRANULOMETRICA Y LITOLOGICA

Escala dimensional cms.

<u>Depósitos</u>	2-4	4-6	6-8	8-12	12-16	16-24	24-40	Md	Ce
	%	%	%	%	%	%	%	cm	cm
Punta la Rubia									
A%	1	4	6	4	2	2	—	6,5	33,0(C)
C%	5	20	11	10	2	1	1		
Q%	4	12	9	3	1	—	—		
P%	—	1	1	—	—	—	—		
Santagadea									
A%	17	34	15	9	1	—	—	5,5	32,0(C)
C%	—	—	—	3	—	—	—		
Q%	4	8	2	1	—	1	—		
P%	—	1	2	2	—	—	—		
Campón(terrazza)									
C%	23	19	7	5	1	1	1	4,1	33,7(C)
Q%	26	12	4	1	—	—	—		
Campón(cantera)									
C%	29	25	5	2	1	1	—	4,0	17,5(C)
Q%	25	8	3	1	—	—	—		
Tombin									
A%	8	24	17	6	1	2	—	5,7	31,8(C)
C%	—	1	—	—	—	—	1		
Q%	10	16	11	3	—	—	—		

CUADRO I (continuación)

Depósitos	2-4	4-6	6-8	8-12	12-16	16-24	24-40	Md	Ce
	%	%	%	%	%	%	%	cm	cm
Serantes									
A%	3	6	6	6	1	—	—	5,5	18,5 (C)
C%	3	11	7	5	1	1	—		
Q%	18	21	7	2	1	1	—		
Casariego									
A%	4	4	6	2	—	—	—	5,7	16,5 (C)
C%	13	25	15	9	4	1	—		
Q%	6	5	4	2	—	—	—		
Lugar Nuevo									
C%	12	33	20	15	4	4	—	5,5	30,5 (C)
Q%	6	4	1	1	—	—	—		
Punta de la Atalaya-Porcía									
A%	—	—	1	2	—	—	—	7,5	29,0 (C)
C%	5	29	28	22	5	5	—		
Q%	—	1	1	—	1	—	—		
Valdeparees									
C%	27	46	11	7	2	1	—	4,7	22,3 (C)
Q%	2	3	—	—	—	—	—		
P%	—	—	1	—	—	—	—		

CUADRO I (continuación)

Depósitos	2-4 %	4-6 %	6-8 %	8-12 %	12-16 %	16-24 %	Md	Ce
La Caridad								
A%	28	45	13	3	—	—	4,9	14,0 (C)
C%	2	1	2	4	1	—		
P%	—	—	—	1	—	—		
Torbas								
A%	2	19	4	5	1	1	5,5	20,5 (C)
C%	9	21	12	13	4	1		
Q%	2	1	1	1	—	—		
P%	2	1	—	—	—	—		
Canteiro (aslas)								
A%	26	44	14	6	2	1	4,9	20,0 (C)
C%	1	1	—	1	—	—		
Q%	3	—	1	—	—	—		

A = arenisca, C= cuarcita, Q= cuarzo, P= pizarra, Md = mediana de grano, Ce = centilo.

CUADRO II

MORFOMETRIA- CUARCITAS 4-6 cm = L

DEPÓSITOS	I. desgaste		I. aplanamiento			I. disimetría			
	Md	%<100	%>500	M _O	Md	%<1,5	%>2,5	M _O	Md
Punta la Rubia	367	0	15	350-400	1,71	17	2	1,50-1,75	638
Santagadea	365	0	27	300-350 500-550	2,19	7	33	2,00-2,25 3,75-4,00	512
Campón(terra.)									
Dep. I(cuarcita)	391	0	11	350-400 450-500 200-250	2,64	4	56	2,75-3,00 1,75-2,00 3,75-4,00	537
Dep. II(cuarzo)	358	0	10	300-400	1,92	12	17	1,50-1,75	615
Campón(cantera)									
Dep. I(cuarcita)	400	0	20	300-350 400-450 200-250 650-700	2,18	4	33	2,00-2,25 2,75-3,00	547

CUADRO II (continuación)

MORFOMETRIA - CUARCITAS 4-6 cm = L

DEPOSITOS	I. desgaste			I. aplanamiento				I. disimetría	
	Md	% <100	% >500	M _O	Md	% <1,5	% >2,5	M _O	Md
Dep. II (cuarzo)	362	0	10	250-300 350-400 450-500	1,81	13	7	1,50-1,75	600
Tombin- Barres	400	0	24	250-300 450-500	2,32	3	36	2,25-2,50 3,00-3,25	569
Serantes (cuarzos)	400	0	22	350-400 500-550	1,69	24	4	1,50-1,75	569
Casariago	471	0	42	450-500 350-400 550-600	1,73	31	7	1,25-1,50	508

CUADRO II (continuación)

MORFOMETRIA - CUARCITAS 4-6 cm = 1

376

<u>DEPOSITOS</u>	<u>I. desgaste</u>		<u>I. aplanamiento</u>				<u>I. disimetría</u>		
	Md	% <100	% >500	M _O	Md	% <1,5	% >2,5	M _O	Md
Lugar Nuevo	358	0	22	300-350	1,66	37	2	1,25-1,50	512
-Salave				600-650				1,75-2,00	
Punta de la	495	0	40	450-500	1,94	8	18	1,75-2,00	510
Atalaya-Porcía				250-300				2,25-2,50	
				350-400				3,00-3,25	
				550-600					
Valdepare	367	0	11	400-450	1,96	10	9	1,75-2,00	576
				300-350				2,25-2,50	
La Caridad	273	0	8	200-250	1,92	14	14	1,75-2,00	652
				400-450				2,25-2,50	
				550-600					

CUADRO II (continuación)

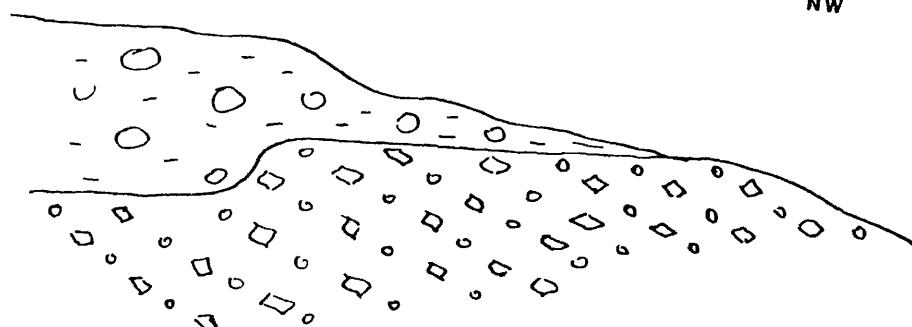
MORFOMETRIA - CUARCITAS 4-6 cm = L

<u>DEPOSITOS</u>	<u>I. desgaste</u>		<u>I. aplanamiento</u>				<u>I. disimetría</u>		
	Md	%<100	%7500	M _O	Md	%<1,5	%2,5	M _O	Md
Torbas	432	0	31	400-450 600-650 750-800	1,68	30	5	1,50-1,75	525
Rego de Palo	568	0	66	550-650 500-550 300-450	1,82	10	2	1,50-1,75	508
Canteiro	396	0	24	300-350 450-500 600-650	1,89	17	14	1,50-1,75	615

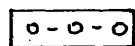
345

PUNTA DE LA RUBIA

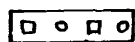
NW



3 m

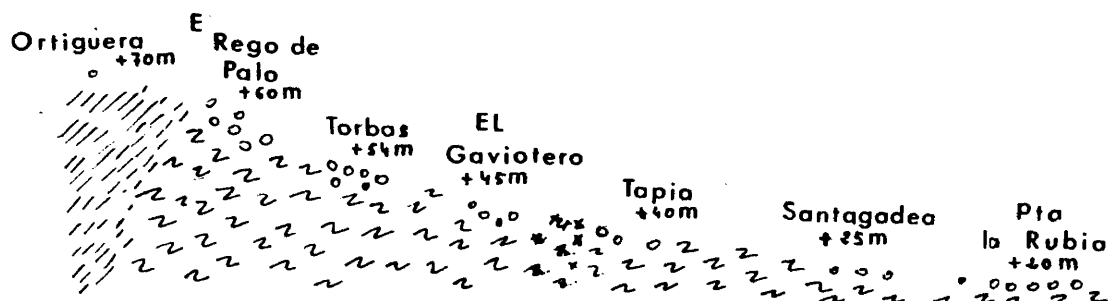


mat. detritico cuaternario

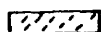


conglomerados ESTEFANIENSE

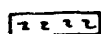
FRENTE COSTERO



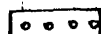
0 1 2 3 km



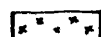
PIZARRAS DE LUARCA



SERIE DE LOS CABOS — cuarcitas y pizarras



mat. accionado por el mar

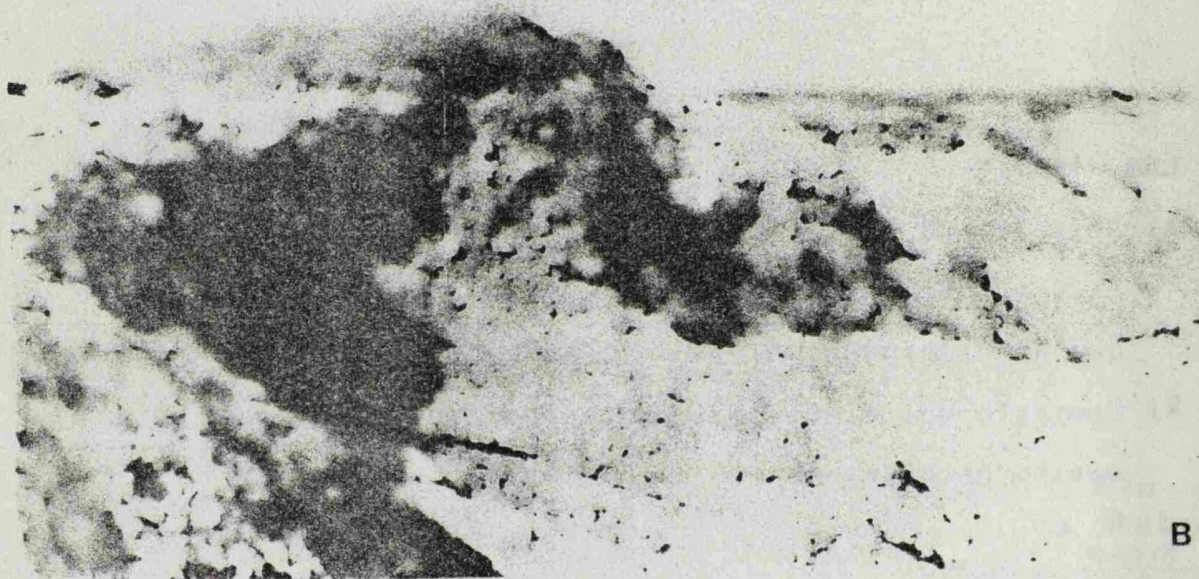
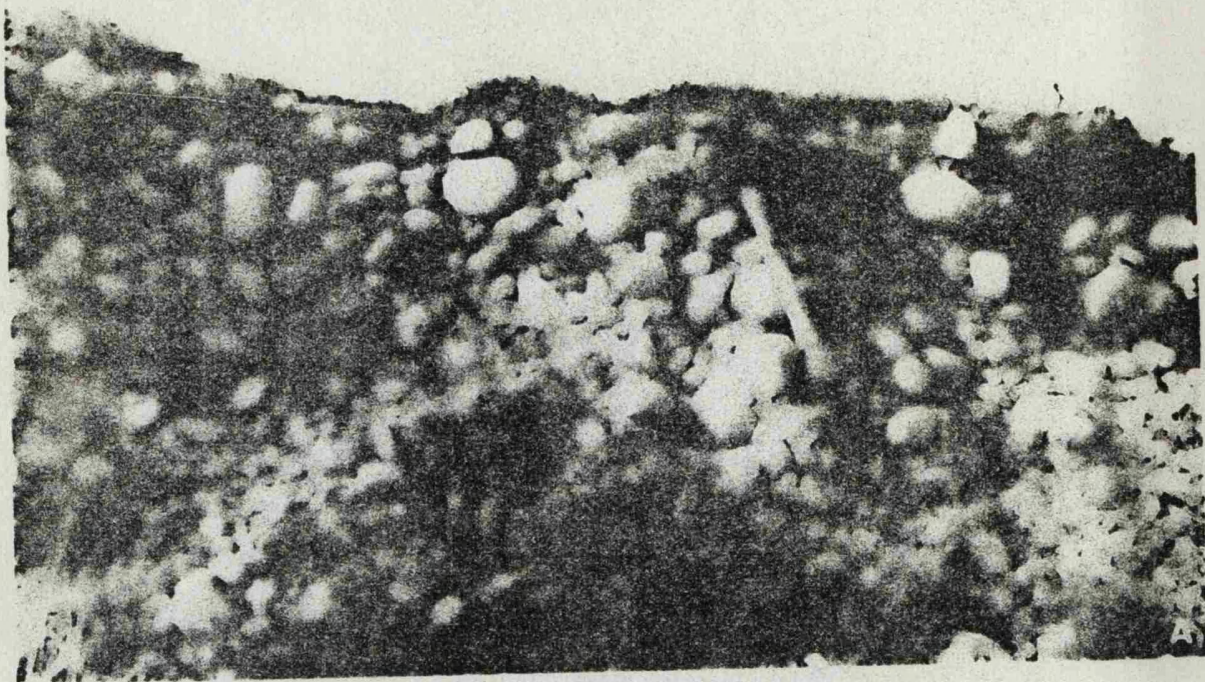


gabro

Lám. XXXIII

- A) Punta de La Rubia. Depósito retocado por el mar situado a + 20 m sobre el nivel de marea media; superficie horizontal que ha originado una cantera de explotación para aridos.
- B) Contacto del nivel de terraza Cuaternario sobre el afloramiento Estefaniense.

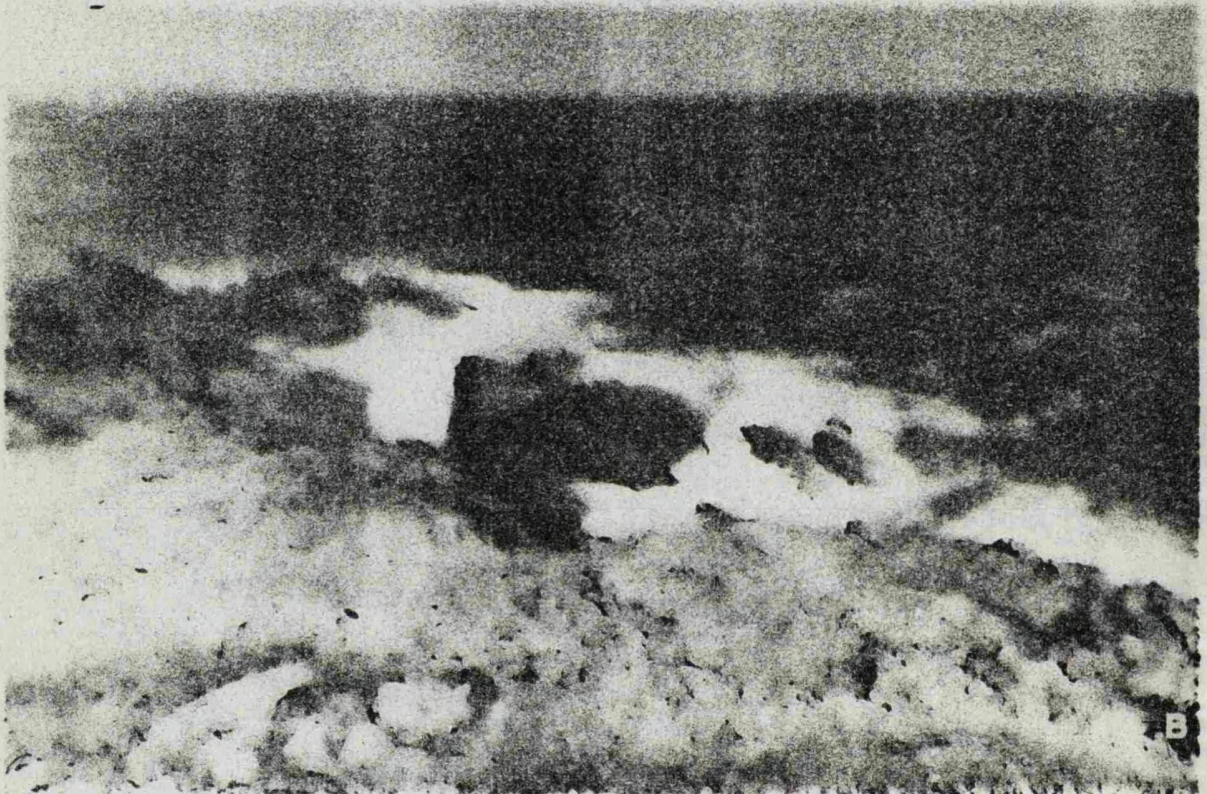
279



lam. XXXIII

Lám. XXXIV

A y B) Afloramiento Estefaniense en la Punta de la Rubia constituido por conglomerados y brechas con matriz detrítica grosera; discordante sobre las cuarcitas y pizarras Cámbricas subyacentes.



lam. x x xiv

382

Lám. XXXV

A y B) Depósitos colgados sobre el acantilado, en las proximidades de la Punta de la Rubia.



ya de Penarronda. Altitud + 20 m. (Fig. 35A)

El depósito muy extendido por toda la superficie de la rasa forma acumulaciones dispersas y colgadas de los cantiles hacia la ría del Eo y hacia Tapia de Casariego.

El corte visible se extiende sobre toda la punta de La Rubia, con potencia muy variable en todo el frente del acantilado, oscilando de 1 a 4 m. Pendiente suave hacia el frente costero, con superficie acusadamente horizontal que ha originado una cantera de explotación para aridos (XXXIIIA).

Litología constituida principalmente por areniscas, con un frente de pizarras Cámbricas extraordinariamente alteradas, cuya masa forma parte de la matriz del material grueso. Aluviones en masa, sin estratificación ninguna, de bloques muy dispersos.

El substrato sobre el que se apoya este depósito, lo forma un afloramiento -Estefaniense- de unos 20 m de espesor (Lám. XXXIV) de conglomerados, discordantes sobre las cuarcitas y pizarras de la Serie de los Cabos.

- Santagadea (Fig. 35B).

Depósito de retoque marino, localizado en los alrededores de la ermita de Santagadea a +25 m sobre el nivel de marea media (Lám. XXXVI).

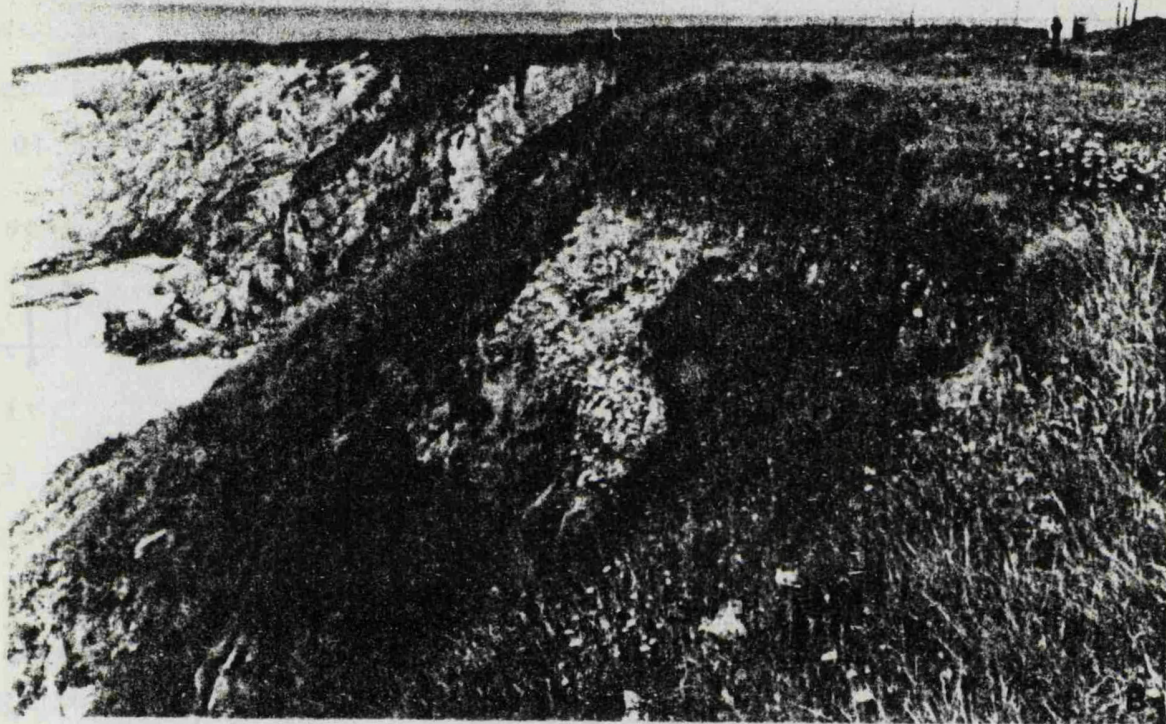
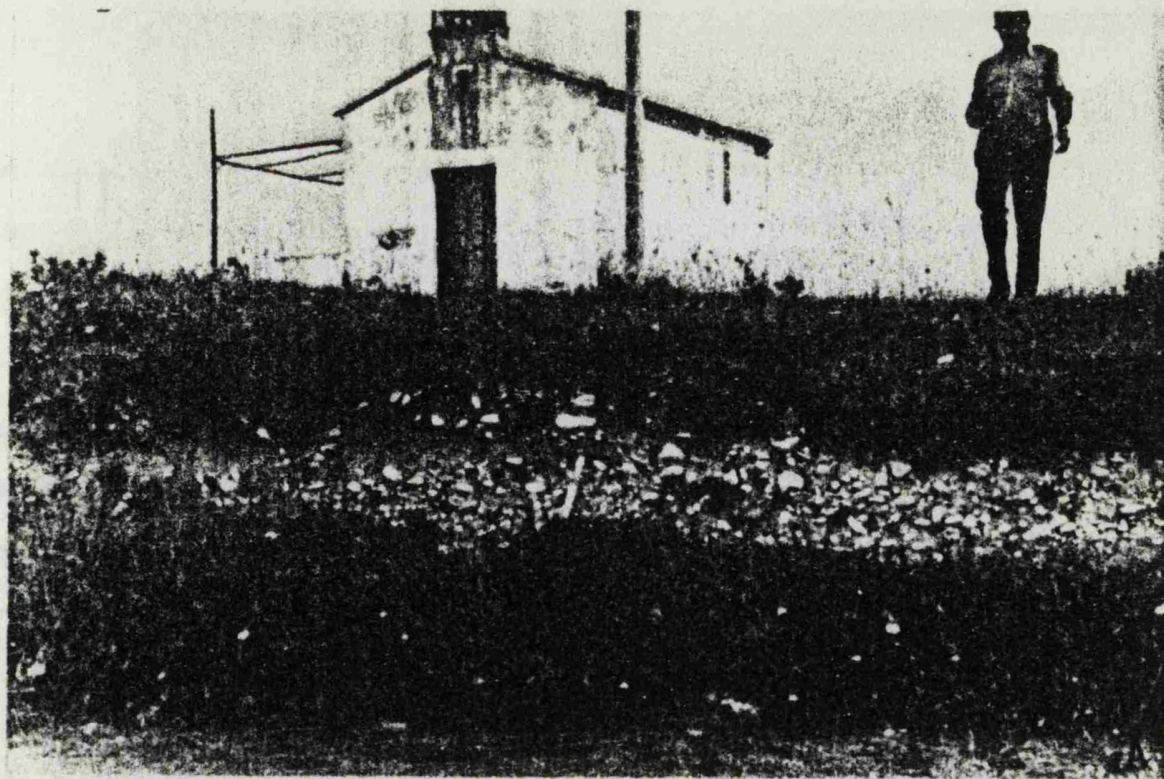
Corte visible en la carretera que va desde Barres a la aldea de Santagadea. Se extiende el depósito en una longitud de 60 a 80 m por otros 80 de anchura. Potencia de 3 m en el fren

385

Lám. XXXVI

- A) Depósito próximo a la ermita de Santagadea, corte visible en la trinchera de la carretera. Terraza accionada por el mar situada a + 25 m
- B) Corte visible en la parte superior del acantilado en las proximidades de Santagadea.

386



lam. xxxvi

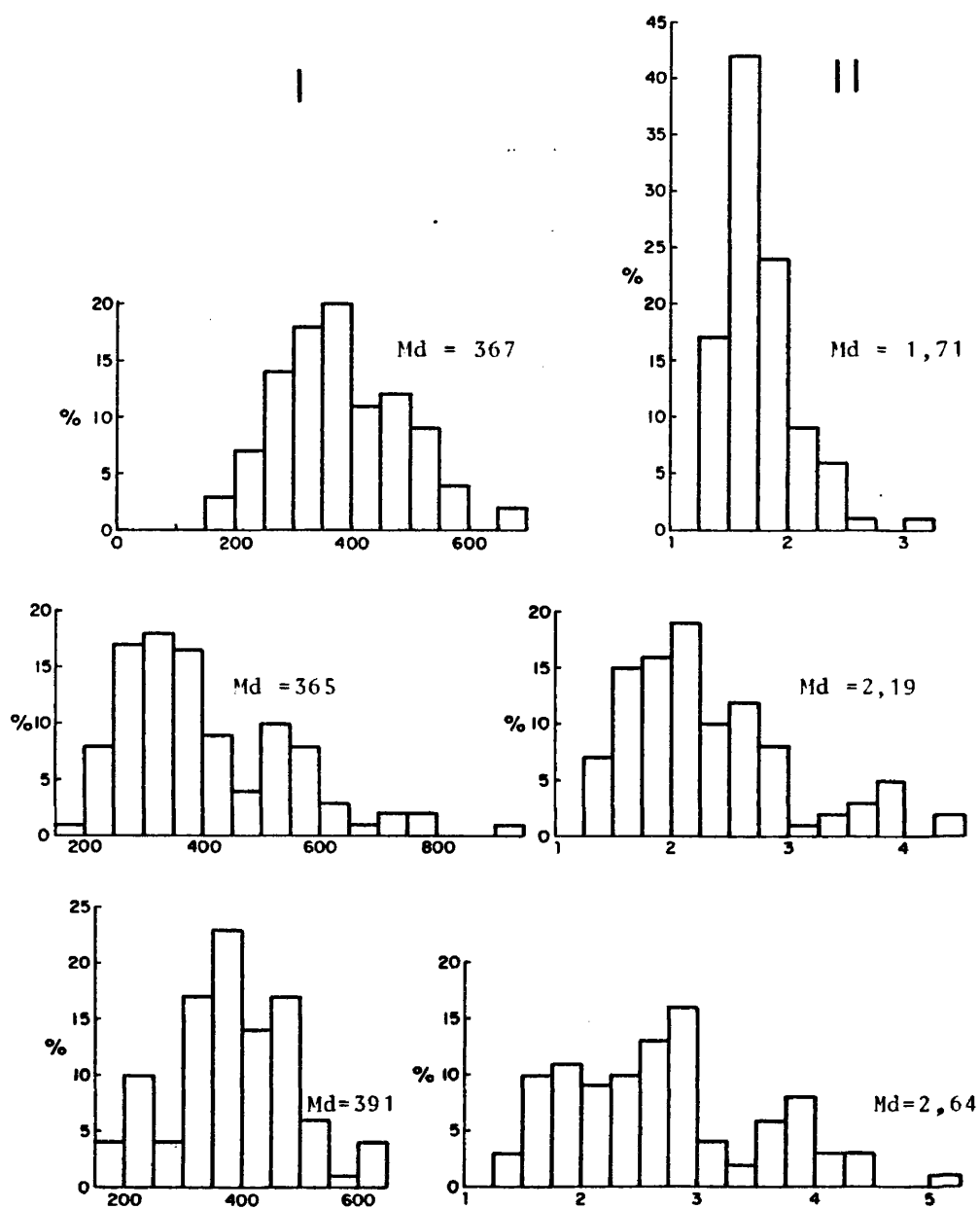


Fig. 35. Histogramas morfométricos de índice de desgaste (I) y aplanamiento (II) de los depósitos marinos de Punta de La Rubia, Santagadea, Terraza Campón.

te acantilado. Corte visible en la trinchera de la carretera y parte superior del acantilado. La superficie del depósito es totalmente horizontal.

Aluviones en masa de bloques dispersos. Litología de areniscas blanquecinas, cuarcitas, cuarzozos y pizarras (Cuadro I). Substrato pizarroso muy alterado y desagregado formando la matriz de los cantos que es posterior a la formación del depósito y está originada por arenas marinas y pizarras alteradas.

-Campón

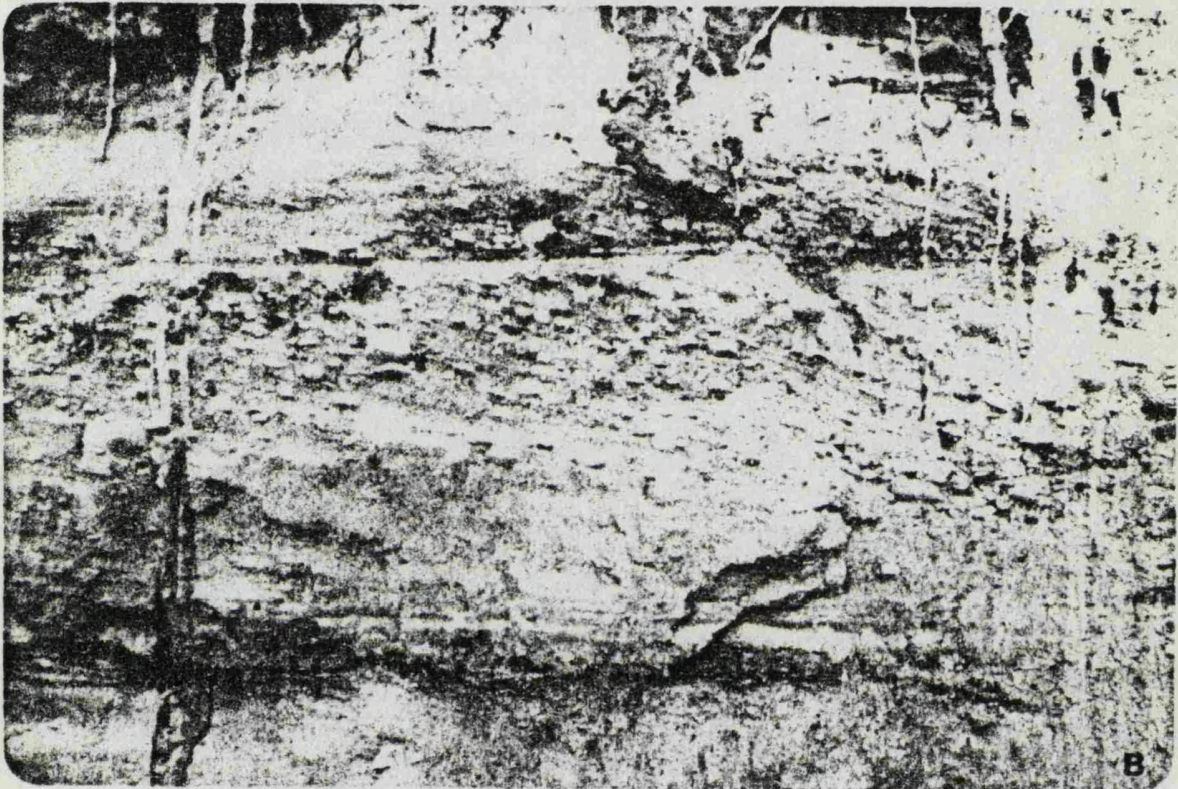
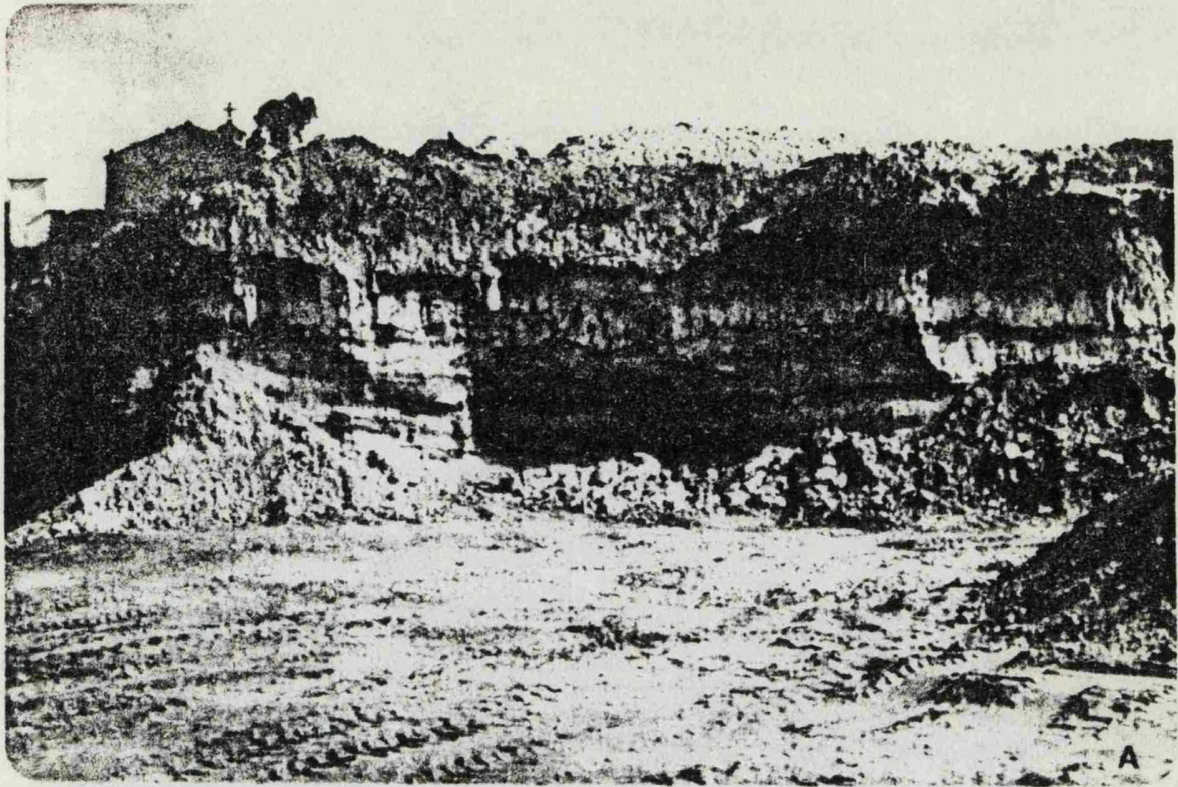
Situado en la carretera general Santander-La Coruña, con una extensión aproximada de 400 m y a una altitud de 40-45 m, constituye un depósito actualmente en explotación de áridos y como arenero.

Presenta el depósito capas alternativas de arenas grises y ferruginosas con cantos de cuarcita y cuarzo de amplio retoque marino (Cuadro I) y nódulos abundantes de hierro. Por encima del nivel de cantos aparecen arenas grises consolidadas (ver curvas acumulativas), una capa de 1 m de espesor de caolín y otra de 70 cms de arcillas amarillas (Lám. XXXVII).

Con frecuencia se observa en este depósito estratificación cruzada que indica un régimen fluvial. Se trata de un depósito originariamente fluvial, posiblemente correspondiente al río Eo que posteriormente fue retocado por el mar durante el último interglaciar Riss-Würm, lo que deducimos del hecho de aparecer en la zona sur del depósito arenas de origen eólico,

Lám. XXXVII

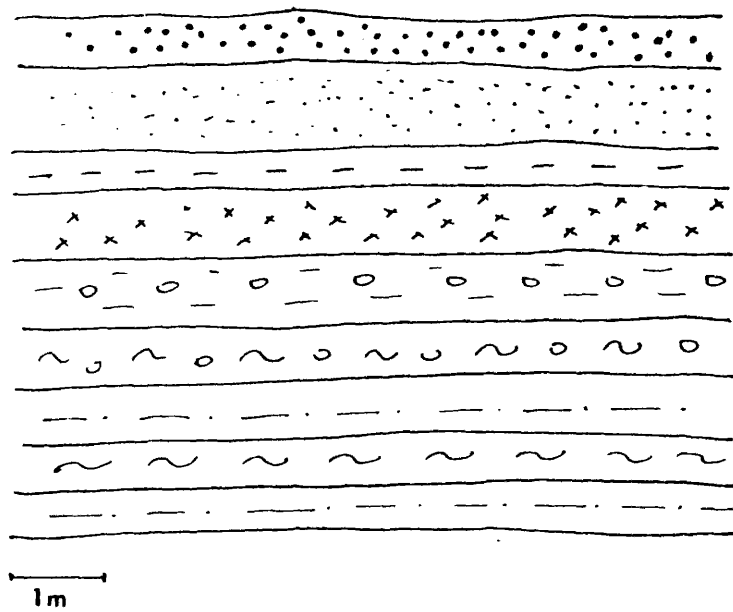
- A) Vista general de la cantera de Campón actualmente en explotación de áridos y arenero.
- B) Campón. Cantos de cuarzo y cuarcita fuertemente accionados por el mar intercalados entre arenas grises y ferruginosas con abundantes nódulos de hierro.



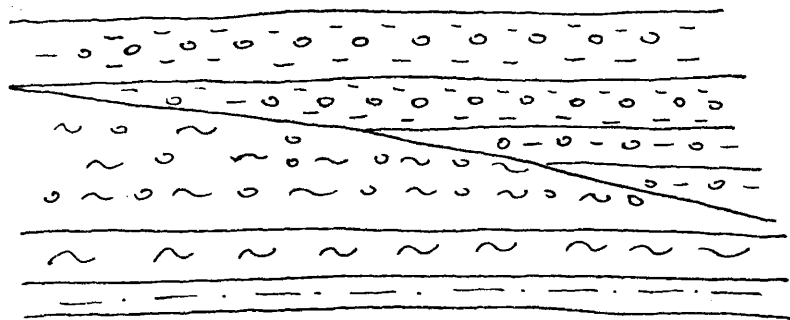
Iam. XXXVII

39061

CANTERA CAMPON



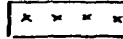
estratificación cruzada CAMPON



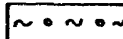

arcillas
amarillas


caolin


arenas
amarillo-
ferruginosas


arenas
grises
consolidadas


cantos y
arenas
rojas

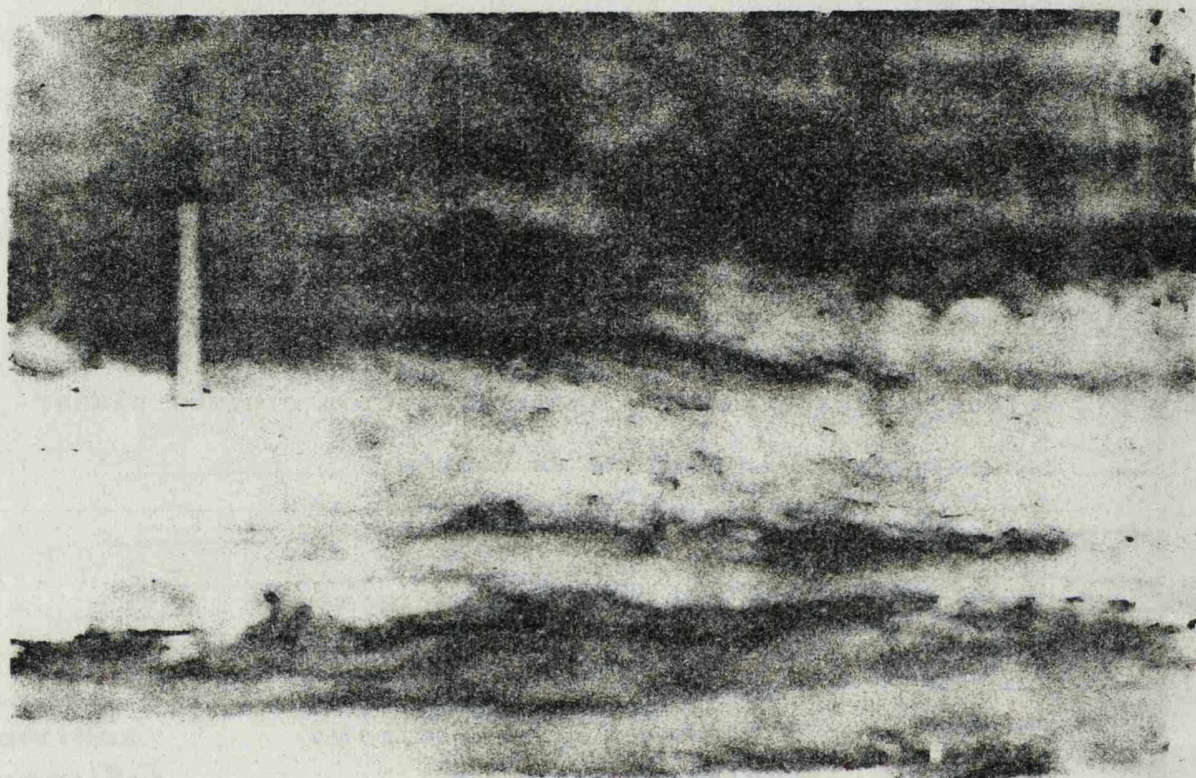
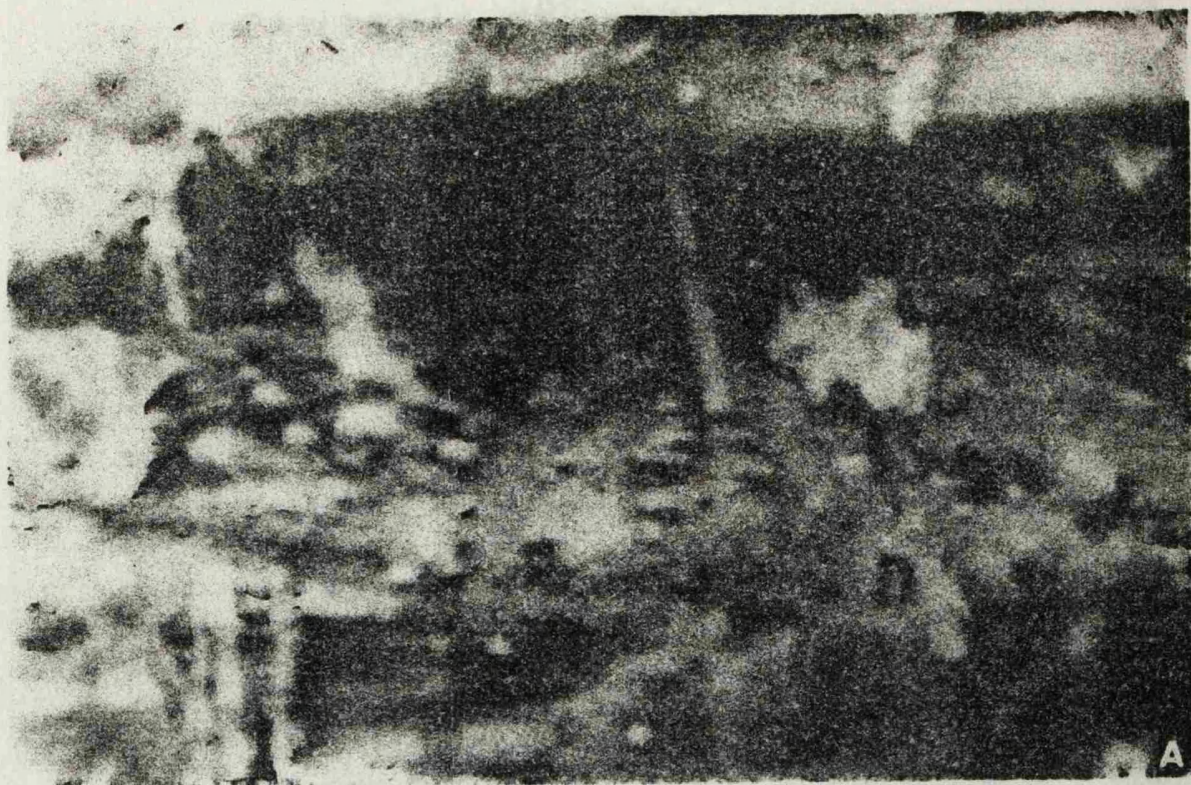

cantos y
arenas
grises no
consolidadas


arenas
rojas


arenas
grises

Lám.XXXVIII

A y B). Estratificación plana y estratificación cruzada planar
con ripples en la cantera de Campón.



lam. x x x v i i i

testigos de antiguas dunas costeras (ASENSIO AMOR), lo que indica que después de la última regresión (Würm) no ha vuelto a existir ninguna nueva invasión marina, que de haberse dado hubiera arrastrado consigo este material eólico.

La morfometría realizada en cuarcitas y cuarzos, (Cuadro II) es indicativa de la extensa acción marina en este sector; los valores de las medianas de índice de desgaste comprendidas entre 358 y 400 mm, manifiestan la fuerte acción marina a que estuvo sometida esta zona; el índice de disimetría en cuarcitas es bajo, como corresponde a una formación marina donde la violencia del oleaje puede provocar intensa fragmentación, pero precisamente la dinámica fuerte del mar motiva la desaparición de las huellas del fraccionamiento. (Figs. 35 y 36).

Los elementos que componen el sedimento de este depósito adquieren una ordenación o disposición geométrica determinada, que se denomina estructura sedimentaria. Las más características son: laminación y estratificación plana, que consiste en la disposición paralela de las láminas o estratos entre sí y con la superficie superior de sedimentación. Los ripples y dunas dan lugar a la estratificación cruzada, esta es similar a la laminación, pero con geometría de mayores dimensiones. Según la forma de las láminas distinguimos la estratificación cruzada planar y la estratificación cruzada de surco con grupos de láminas cruzadas que se produce por la migración de ripples y dunas linguoides ondulados y lunados (REINECK y SINGH, 1973) mientras que la estratificación cruzada planar está producida por la migración de ripples y dunas de cresta recta.

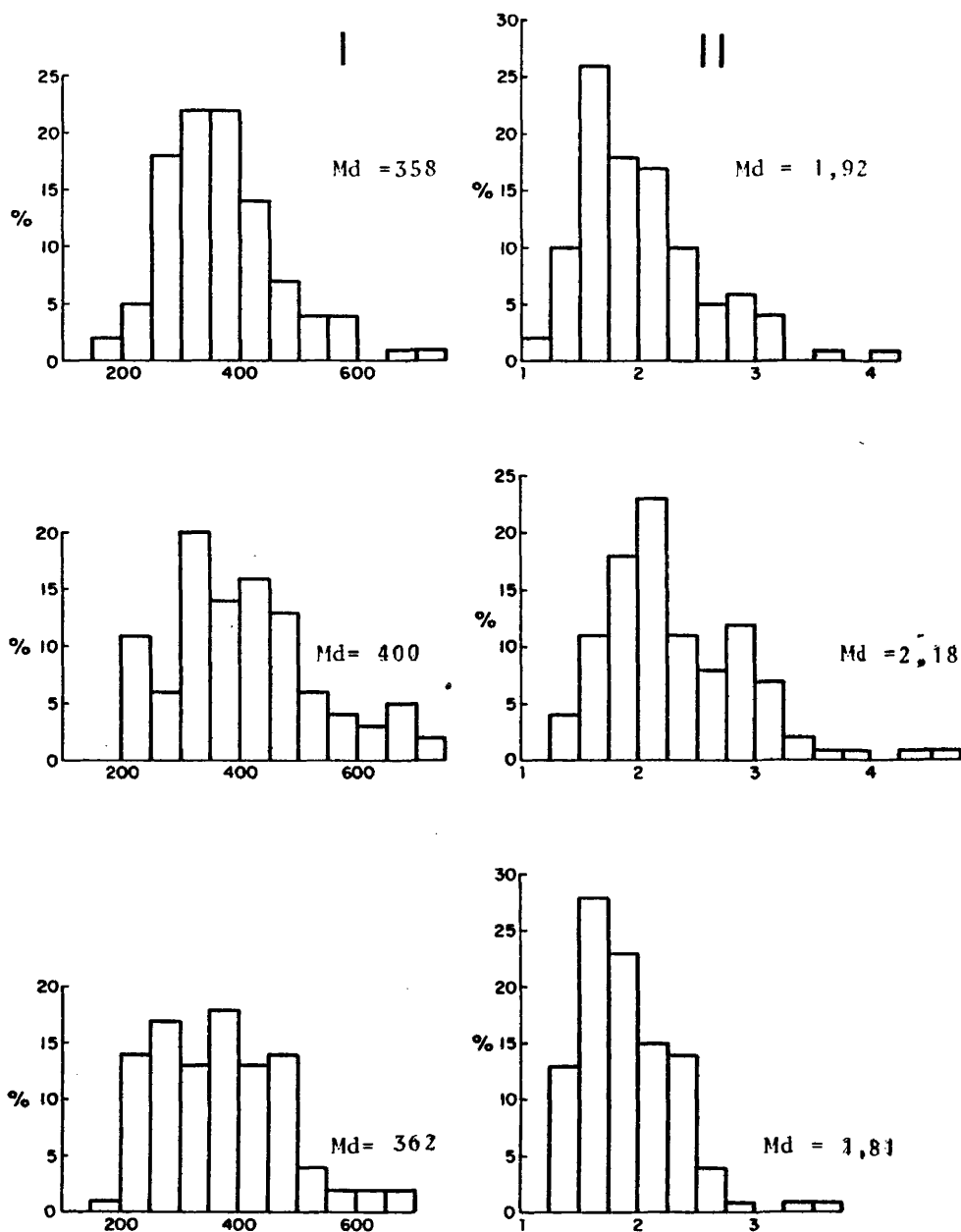


Fig. 36. Histograma morfométrico de índice de desgaste (I) y aplanamiento (II) de los depósitos marinos de cuarzós de la terraza de Campón y cuarcitas y cuarzós de la cantera Campón.

En la Lámina XXXVIII observamos una clara estratificación cruzada planar localizada en Campón, representativa de un antiguo cauce fluvial formado con posterioridad a la última transgresión marina, ya que el material que encierra presenta un claro accionamiento marino y a la existencia de arenas eólicas próximas a este lugar.

- Tombín

Próximo a la aldea de Barres, en el lugar denominado Tombín, aparecen cortes visibles en las trincheras de la carretera Castropol-Tapia de Casariego. El depósito estudiado presenta una potencia de 2-3 m, se trata de un corte de allanamiento en la carretera para la construcción de una gasolinera. La altitud de este depósito es de 35-40 m. sobre el nivel medio del mar.

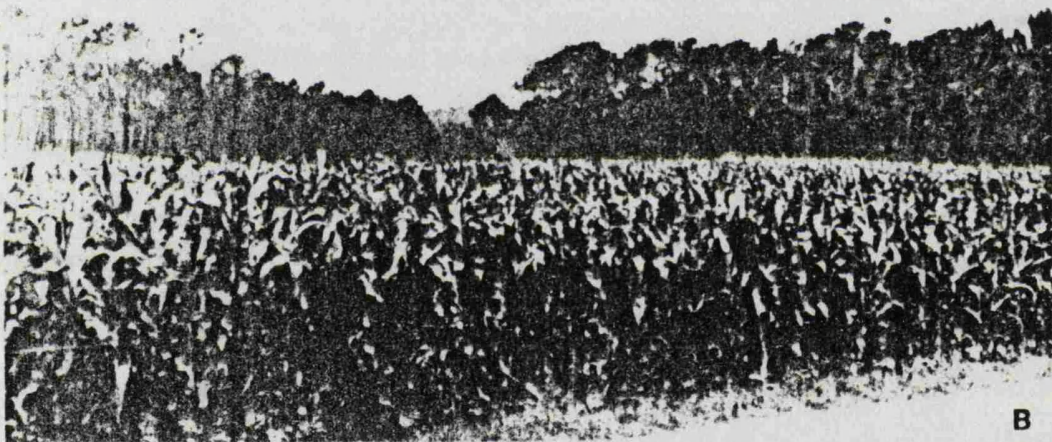
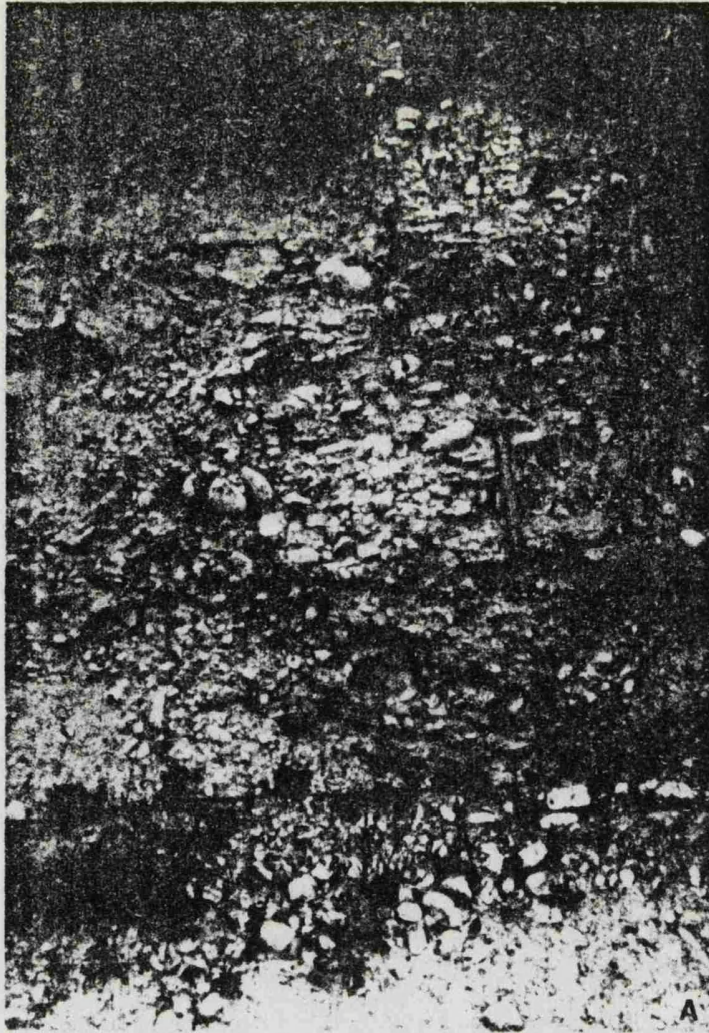
Aluviones en masa, con bloques dispersos. Substratos, no visible, de cuarcitas y pizarras alteradas que han formado, como resultado de su alteración, una superficie arcilloso-calílica.

El depósito marca una superficie de erosión, sobre la que posteriormente se depositó el material con accionamiento marino (Lám. XXXIXA). (Fig. 37A).

Lám. XXXIX

- A) Depósito de Tombín a 35-40 m sobre el nivel medio del mar; aluviones en masa con bloques dispersos.
- B) Planicie que desde Brul se extiende por todo el sector de Casariego; materiales fuertemente retocados por el mar (Md Id = 471) situados sobre la rasa cantábrica a + 50 m de altitud.

397



lam. xxxix

- Serantes (Fig. 37)

Depósito situado sobre la rasa cantábrica en la margen derecha del río Tol a + 40 m sobre el nivel medio del mar, potencia visible de 1 m en las trincheras de la carretera, extendido ampliamente a lo largo de todo el sector.

Litología de cuarcitas, cuarzos y areniscas. Granulometría homométrica con bloques dispersos. Aluviones en masa sin cementar. La morfometría de este depósito está realizada en cuarzos por ser el elemento más abundante. Las cuarcitas presentan roturas por fenómenos de gelivación. El substrato, no visible en el corte, está formado por cuarcitas y pizarras de la Serie de los Cabos.

- Casariego

Sobre la superficie de la rasa, en la margen derecha del río Anguileira en el lugar denominado Casariego y a +50 m de altitud aparece un depósito que se extiende ampliamente por todo este sector y que presenta caracteres de fuerte retoque marino, como lo demuestran los valores morfométricos (Id = 471; Ia = 1,73; Idi = 508). (Fig. 37)

Hacia el sur este depósito se extiende hasta próxima la localidad de Brul, donde comienza a aparecer el material periglaciario que jalona el glacis de Orjales. Así pues en este sector se observan los materiales periglaciares del glacis de Orjales bien desarrollados al pie de los relieves más interiores de la Serie de los Cabos, reposando sobre depósitos de accionamiento

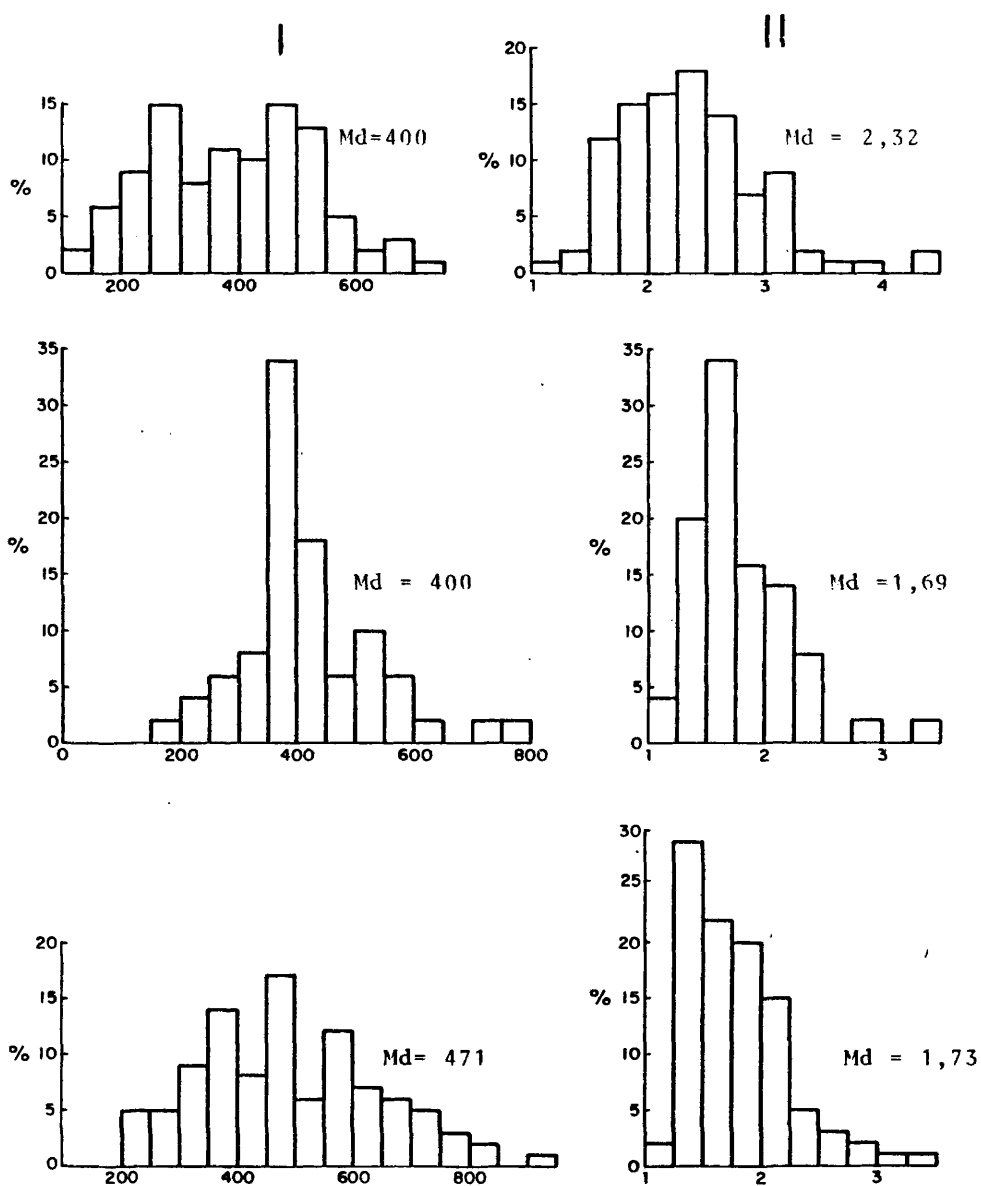


Fig. 37. Histogramas morfométricos de índice de desgaste (I) y aplastamiento (II) de los depósitos marinos de Tombín, Serantes, Casariego.

to marino, que cubren toda la planicie de Brul-Casariego, extendiéndose hasta Tapia.

Por lo llano del terreno no se observan en este depósito de Casariego cortes profundos, sino que el material de retoque marino cubre toda la superficie hoy convertida en campos de cultivo (maíz, trigo...) (Lám. XXXIXB). Se trata de una formación de cantos y bloques dispersos de cuarcitas, cuarzos y areniscas envueltos en una matriz de arenas y fracción limo-arcillosa por alteración de las pizarras.

-Lugar Nuevo- (Salave)

En la trinchera de la carretera general Santander-La Coruña, a la altura del Km 348,800 con una extensión de unos 50 m y a una altura de +50 m sobre el nivel medio del mar, aparece un depósito accionado por el mar, formado por bloques y cantos de cuarcitas y cuarzos (Lám. XLA).

La morfometría se ha realizado, como en la casi totalidad de los depósitos, en cuarcitas; en una publicación anterior HERNANDEZ PACHECO y ASENSIO AMOR (1963) la efectuaron en cuarzos. A continuación ponemos los cuadros comparativos de una y otra

cuarzos			cuarcitas		
Md Id	Md Ia	Md Idi	Md Id	Md Ia	Md Idi
342	1,57	589	358	1,66	512

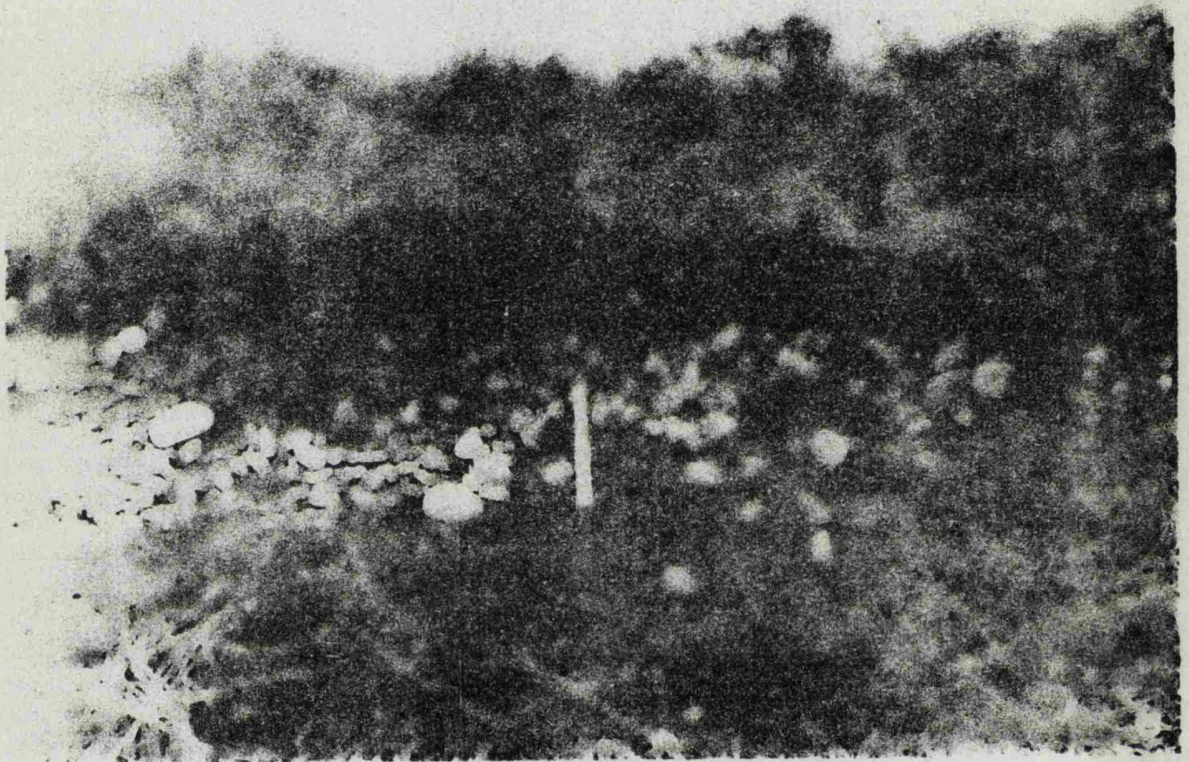
Según el diagrama de Tricart este depósito como los anteriores acusa un accionamiento marino más o menos marcado (Fig.

401

Lám. XL

- A) En la trinchera de la carretera general Santander-La Coruña en Lugar Nuevo (Salave) se encuentra un depósito accionado por el mar con litología de cuarcitas y cuarzozos. Nivel a + 50m, de altitud.
- B) En la Punta de la Atalaya, sobre la ensenada del Porcía, se encuentra un depósito con fuerte accionamiento marino a + 45 m sobre el nivel medio del mar, con longitud aproximada de 20 m.

1102



lam.xL

en el caso de la morfometría de cuarzos parece quedar en el diagrama más en el límite entre lo fluvioglacial y lo marino. En la morfometría realizada en cuarcitas queda dentro del accionamiento típicamente marino. También los valores de aplanamiento en cuarcitas son más elevados, lo que parece indicar un accionamiento marino intenso, sin embargo por tratarse de cuarcitas, material de por sí menos resistente y más fácil al aplanamiento que los cuarzos, no son estos valores los que tomamos como más referenciales.

El conjunto de estos valores, parece indicar que el accionamiento marino en la rasa no ha sido débil, pero si discontinuo. El índice de disimetría en algunos depósitos marcadamente bajo, caracteriza un medio marino, en otros depósitos menos bajo de lo que sería de esperar, confirma la idea de que no ha habido una actividad continuada del mar.

- Punta de la Atalaya - Porcía

Depósito localizado sobre la rasa, a una altitud de + 45 m sobre el nivel medio de la marea; corte visible en la trinchera de un camino vecinal (Lám. XLB) con longitud aproximada de 20 m y potencia de 1 m, superficie totalmente horizontal. Recubre a la terraza un suelo rico en humus donde aparecen cultivos de siembra y pastos.

Aluviones relativamente heterométricos fundamentalmente de cuarcitas (94%) en algunos espacios incrustados en material

arenoso consolidado; existen bloques pequeños muy dispersos. No se observa substrato.

Los caracteres morfométricos indican un fuerte accionamiento del mar; índice de desgaste elevado ($Md = 495$) con cuatro máximos en el histograma (Fig 14) con ausencia total de cantos poco usados y un porcentaje de 40 de los muy desgastados; el índice de disimetría muy bajo ($Md = 510$) indica accionamiento marino.

Los cantos de cuarcita rotos por hielo siguiendo un pl no representan fenómenos de gelifracción.

Como indicabamos en el capítulo dedicado al estudio de las terrazas del río Porcía, este depósito a + 45 m sobre la ensenada del Porcía resulta importante a la hora de precisar algo más la evolución y cronología del Porcía, ya que la terraza más alta encontrada por nosotros en Candaosa se encuentra también a + 45 m, lo que sugiere que cuando el mar invadió la rasa el río Porcía estaba ya formado y circulaba a + 45 m sobre el thalweg actual, de modo que cuando la rasa se formó (Tirreniense I) el Porcía ya existía, posteriormente en la transgresión marina Riss-Würm el mar accionó los materiales de esta terraza localizada a + 45 m sobre la ensenada del río Porcía.

De este modo y según nuestras investigaciones diferimos de la datación que el I.G.M.E. hace en la hoja de Ribadeo de la serie MAGNA sobre los depósitos de accionamiento marino que aparecen sobre la ensenada del Porcía, entre los que este

de + 45m no es mencionado y sin embargo se considera a otros depósitos de nivel más inferior como pertenecientes a transgresiones marinas anteriores (Gunz-Mindel y Mindel-Riss).

- Valdepares

Próximo al depósito anterior, pero situado más hacia el interior, en la trinchera de una carretera que parte de la general hacia El Franco, sobre la rasa a una altitud de + 45 m se encuentra una acumulación de materiales retocados por el mar.

Aluviones en masa sin estratificar de litología fundamentalmente cuarcitosa (94%) y escasísimos elementos de cuarzo y pizarras (Cuadro I). Los índices morfométricos sitúan a este depósito dentro de los accionados por el mar con caracteres análogos a las acumulaciones que se encuentran sobre la rasa con retoque marino (Cuadro II). (Fig. 38).

- El Gaviotero

Por la carretera que va desde Viavélez a Valdepare, en la punta designada con el nombre de El Gaviotero, a una altura de + 42 m sobre el nivel medio del mar, existe sobre el acantilado un depósito de material con fuerte retoque marino en una extensión de unos 300 m, la litología es de cuarcitas, areniscas, cuarzos y pizarras. No se ha efectuado granulometría ni morfometría por la imposibilidad de tomar muestras en el corte del acantilado.

- Porticel

De analogas características al depósito anterior es el situado en Porticel. Por la carretera que va desde La Cari-

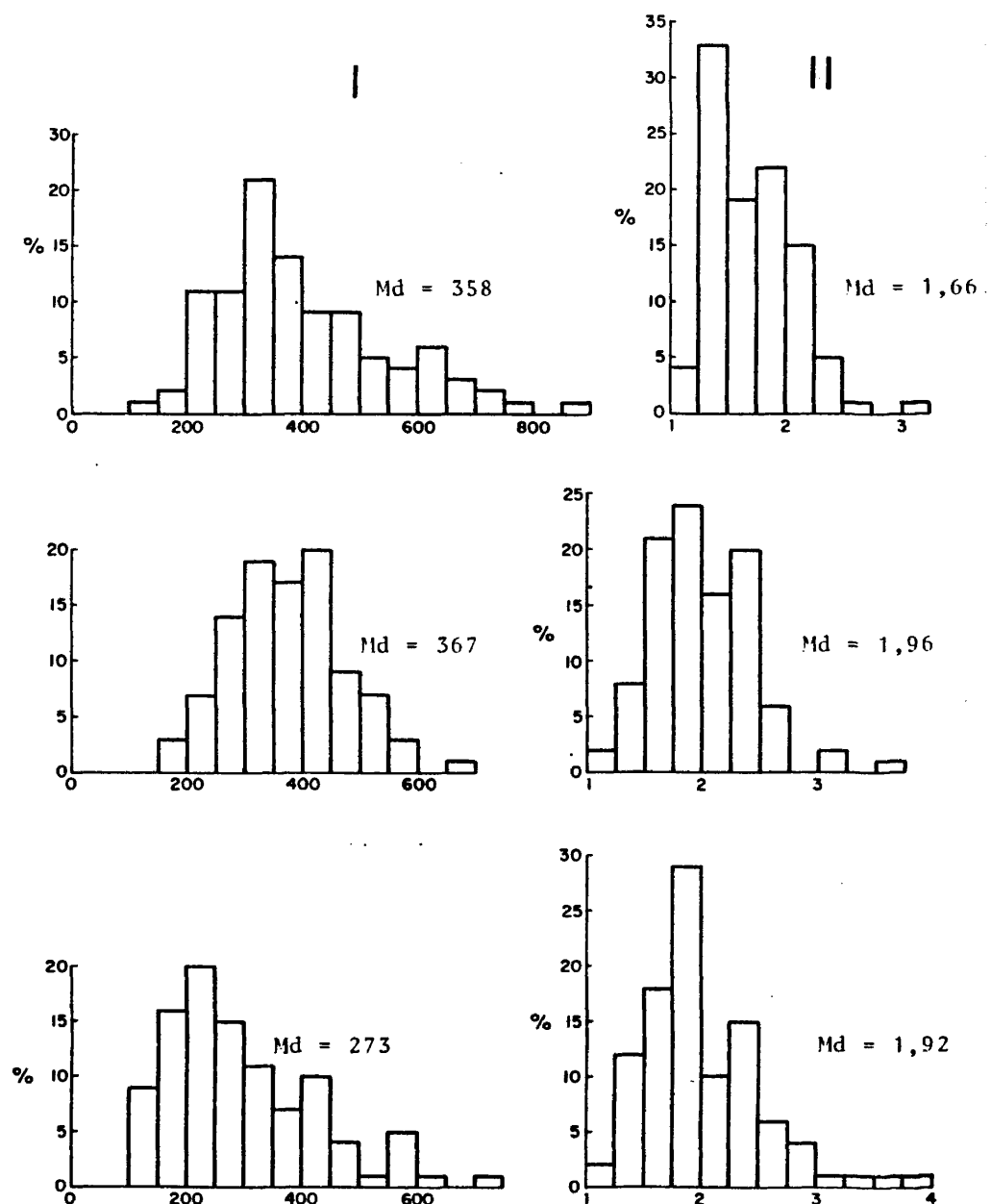


Fig. 38. Histogramas morfométricos de índice de desgaste (I) y aplanamiento (II) de los depósitos marinos de Lugar Nuevo, Valdepare, La Caridad.

dad a la parte alta de Viavélez, sobre el acantilado se encuentra un depósito de cuarcitas, areniscas blancas y cuarzos con fuerte accionamiento marino, que se extiende por encima del acantilado entre Porticel y Queimada, aflorando solo en algunos lugares y no siendo posible su acceso, por lo que no se ha efectuado granulometría ni morfometría. En realidad se trata del mismo depósito que aflora en el Gaviotero, ambos a una altura de + 40-45 m, sobre el nivel medio del mar.

Determinadas zonas de la rasa se ofrecen hoy a tales altitudes absolutamente aplanadas, quedando su borde formado por el acantilado marino y, como colgados depósitos de cantos y bloques de retoque marino. Estos materiales colgados sobre el acantilado se encuentran, a diferentes alturas, en: la punta de La Rubia, El Gaviotero, Porticel, Falcoeira, Rego de Palo, Luarca...y van alcanzando de oeste a este alturas mayores, desde los + 20 m de los materiales accionados por el mar, que sobre el acantilado aparecen en la punta de La Rubia, a los 40-50 m de los que se encuentran sobre el acantilado de El Gaviotero y Porticel, y los de 60 m de Rego de Palo, para alcanzar los 70 en Luarca, ello nos indica lo que al principio del capítulo señalabamos, de cómo en el transcurso del encajamiento de la red fluvial la rasa basculó en general hacia el oeste.

- La Caridad

En la carretera general Santander-La Coruña, Km 340 en el lugar denominado La Caridad, sobre la rasa cantábrica,

encontramos varios depósitos, unos presentan características de acumulaciones trabajadas por el mar, mientras otros muy heterométricos presentan elementos apenas desgastados. (Fig. 38).

Señalamos aquí un depósito heterométrico, que comparamos con otro, datado por HERNANDEZ PACHECO y ASENSIO AMOR (1962) de accionamiento marino

La Caridad	Id	Ia	Idi	
Dep. heterométrico	273	1,92	652	(cuarcitas)
Dep. accionado por el mar	416	1,82	520	(cuarzos)

El corte visible del depósito heterométrico se encuentra en una trinchera de la carretera, tiene unos 3-4 m de potencia y 20-25 m de longitud. Presenta una altitud de + 50 m (Lám. XLIA).

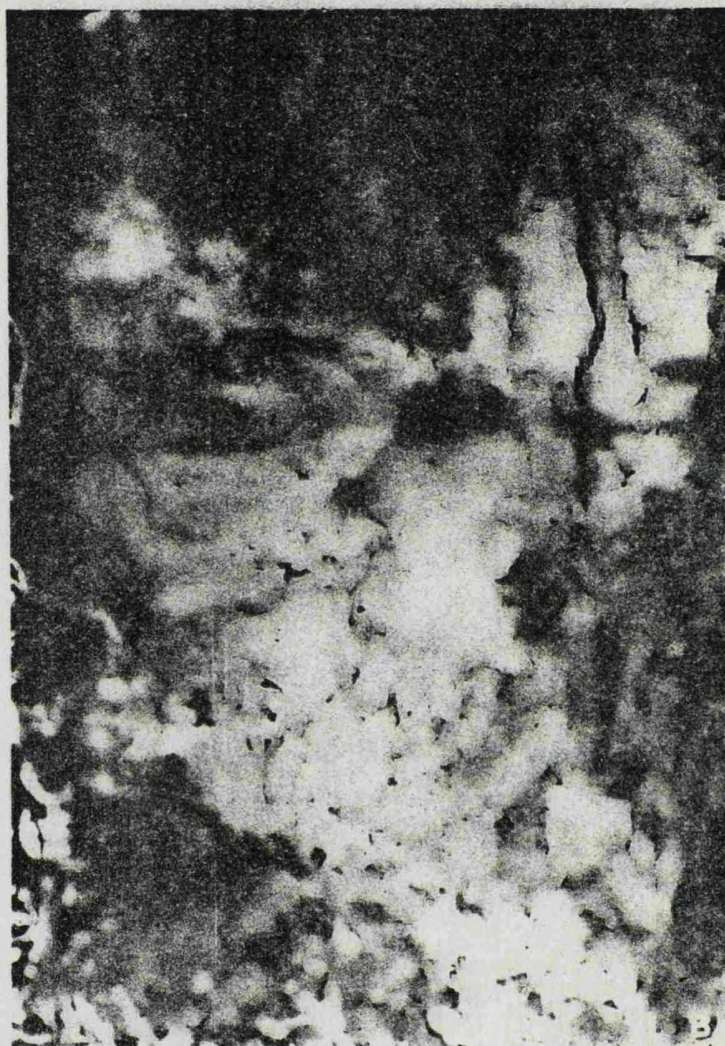
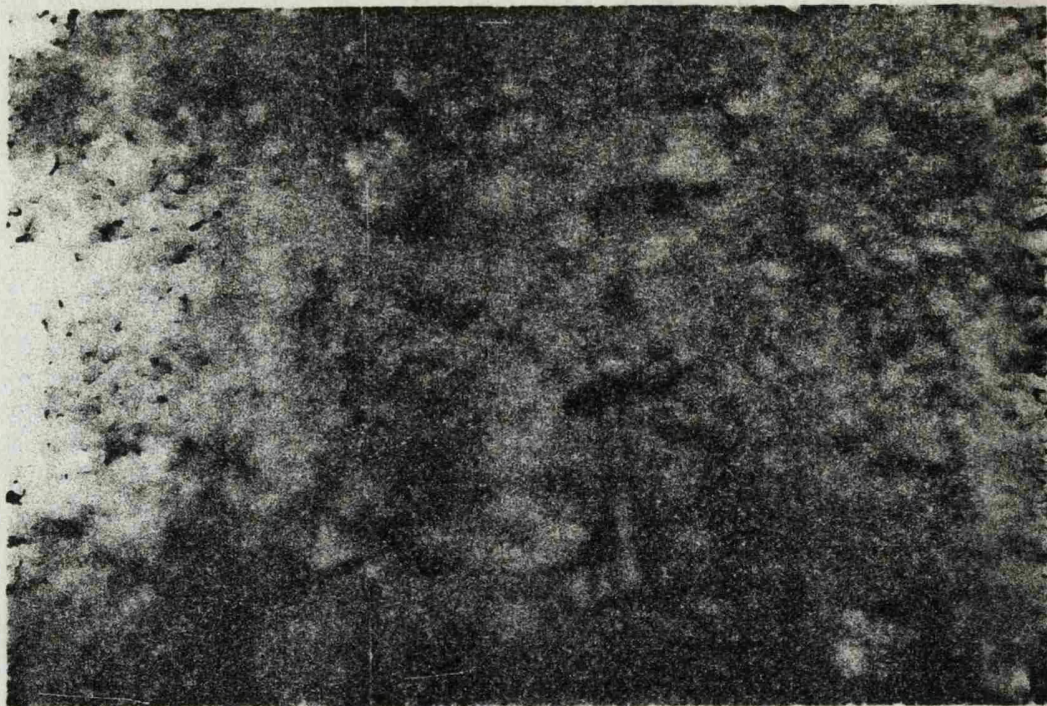
Depósito no estratificado, muy heterométrico, donde se mezclan materiales de retoque marino con otros periglaciares. Litología de cuarcitas y areniscas de matriz arenosa procedentes de la desintegración de las pizarras. Las cuarcitas y areniscas presentan nodulos de hierro y el cemento que las aglomera también es ferruginoso.

Depósito formado por los materiales periglaciares que jalonan los glaciares. Se trata de fragmentos poco desgastados, en una matriz arenosa que reposan claramente sobre otros depósitos marinos; su edad será posterior a la última transgresión marina (pleistoceno superior).

Lám. XLI

- A) Depósito mixto -mezcla de materiales periglaciares y otros con retoque marino- cemento ferruginoso englobando a los cantos y presencia de nodulos de hierro en cuarcitas y areniscas (La Caridad).
- B) En la trinchera de la carretera que desciende a la playa de Castello, se encuentra un depósito accionado por el mar, rodean a los cantos arenas grises y ferruginosas con abundantes nodulos de hierro.

410



lam. XLI

Diferimos de la datación que de estos depósitos heterométricos de La Caridad, se hace en la hoja geológica de Luarca, de la serie MAGNA, que considera a estos materiales pertenecientes al Plioceno superior o Villagranquiense inferior, por tratarse según nuestras investigaciones de acumulaciones de coluviones que se extienden sobre la superficie de la rasa, apoyándose sobre los materiales marinos y mezclados a veces con ellos, de génesis posterior a los retocados por el mar.

- Castello

Depósito localizado en la trinchera de la carretera que desciende a la playa de Castellodesde la general Santander-La Coruña Km 339; corte visible de 1-2 m, con potencia de 2-3 m y altura de + 50 m sobre el nivel medio del mar.

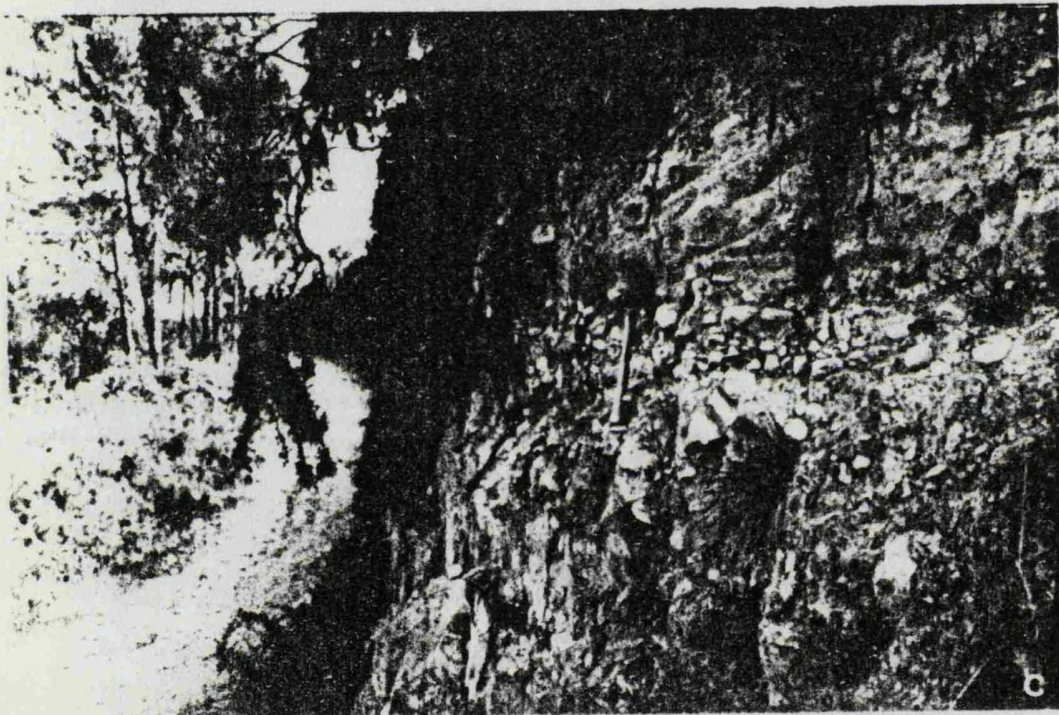
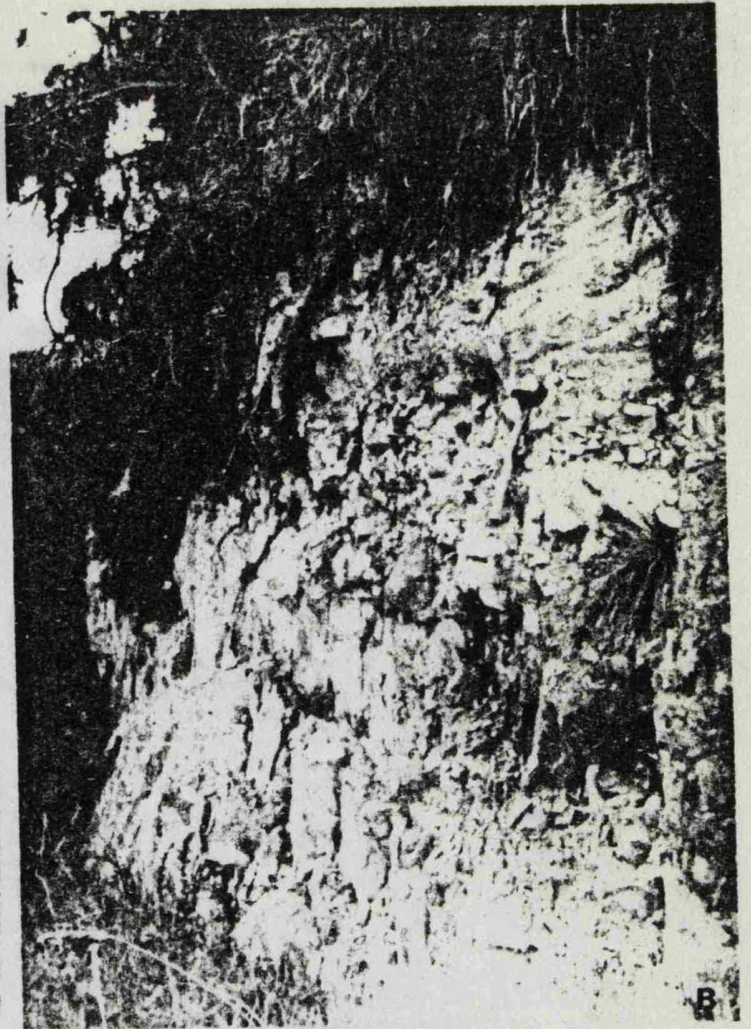
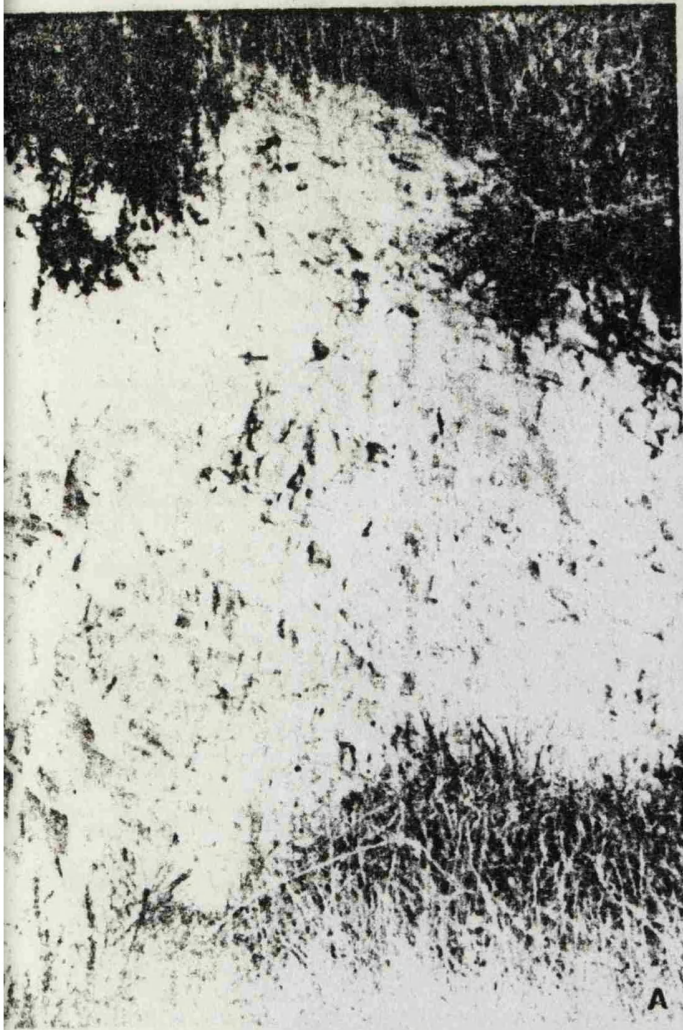
Depósito marino de cantos de cuarcitas, areniscas y cuarzos que se encuentran englobados en una matriz arenosa, de capas alternativas de arenas grises y ferruginosas, con abundantes nódulos de hierro, que denotan condiciones ambientales húmedas con procesos fuertes de oxidación ferruginosa y alteración de los materiales (Lám. XLIB). Substrato de cuarcitas y pizarras de la Serie de los Cabos.

- Torbas

En la trinchera del camino que baja desde Torbas a la playa del mismo nombre se observa un depósito de retoque marino en una extensión visible de 40-50 m y potencia de 3-4 m, sobre un substrato de cuarcitas blancas muy fracturadas. La al-

Lám. XLII

Depósito accionado por el mar en Torbas, situado a + 54 m sobre el nivel medio del mar, se observa el substrato de cuarcitas blancas con abundantes diaclasas (A); litología de cuarcitas, cuarzos y areniscas (B); por encima del nivel de cantos, se encuentran arenas eólicas con una potencia de 0,50-1 m (C).

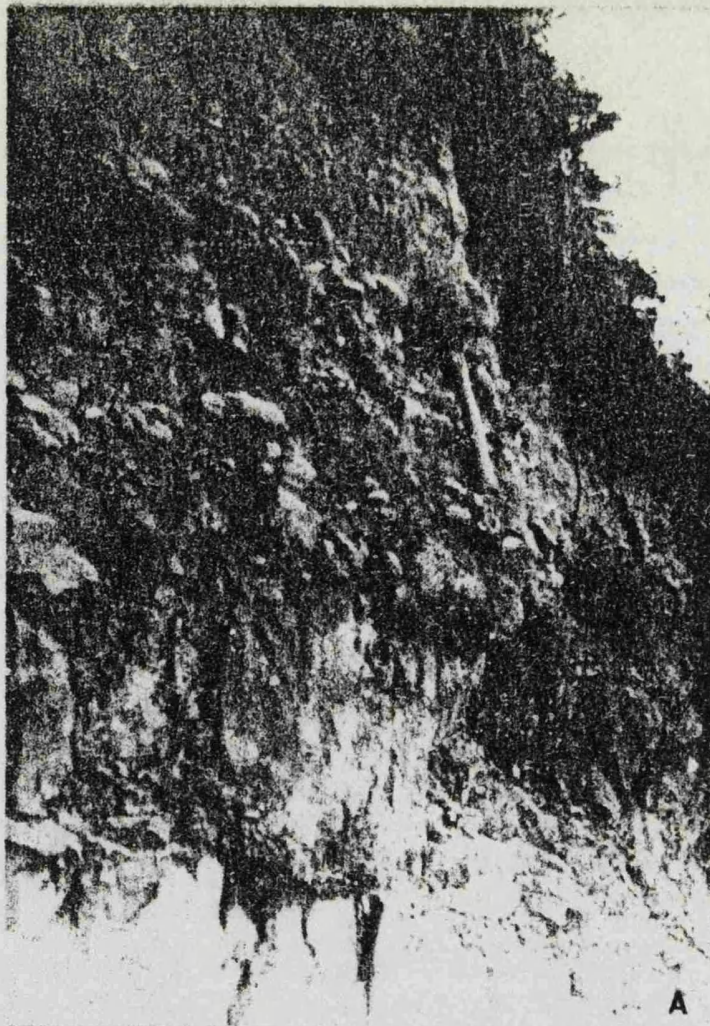


414

Lám. XLIII

- A) Depósito de torbas. El nivel de materiales que se encuentran accionados por el mar, aparecen recubiertos por materiales periglaciares. En los cantos con accionamiento marino, pueden observarse fenómenos de gelivación
- b) Detalle del depósito de Torbas.

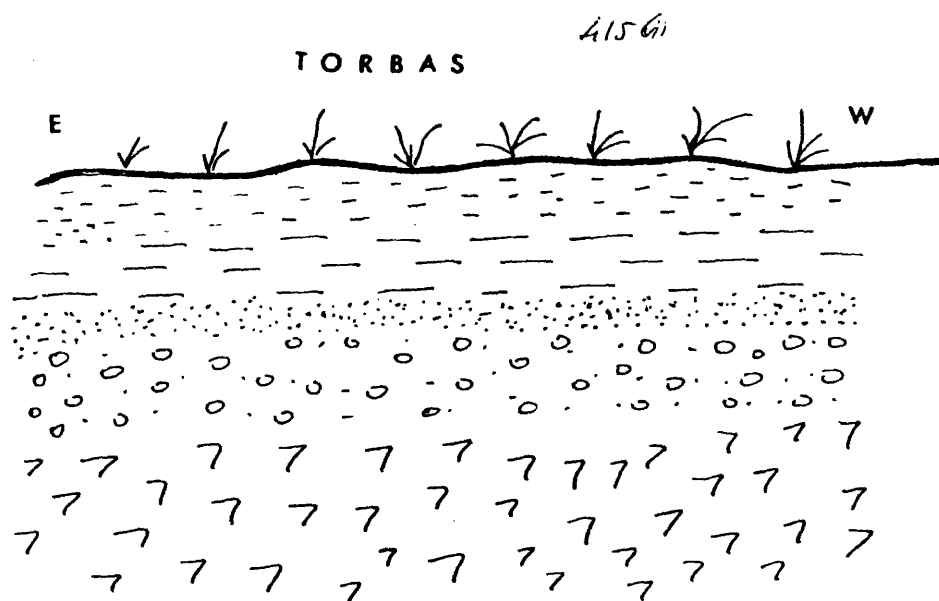
415



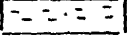


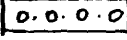
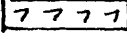
A



lam. XLIII



5m

- | | |
|---|------------------------------------|
|  | mat. periglacial |
|  | arcillas |
|  | arenas eólicas |
|  | contos y arenas con relaque marino |
|  | cuarcitas, diaclasas |

titud es de + 54 m sobre el nivel medio del mar. (Lám. XLII y XLIII). (Fig. 39).

Aluviones en masa sin estratificar y poco cementados. Litología de cuarcitas armoricanas, cuarzos, areniscas y escasas pizarras. Rodean a los cantos arenas grises y amarillentas y otras más ferruginosas producto de la desagregación de las pizarras y de procesos de oxidación. Por encima de ellas se observa un nivel de arenas más finas -eólicas- de escasa potencia 0,50-1m. Fosiliza a la terraza un suelo con vegetación de brezo, matorral, tojo, apoyado sobre material periglaciario.

En los cantos con accionamiento marino, pueden observarse fenómenos de gelivación -rotura por hielo siguiendo un plano-.

Las características de este terreno son análogas a los depósitos de Castello y Campón.

- Falcoeira - Rego de Palo -

Sobre los acantilados a modo de depósitos colgados aparecen terrazas marinas en Falcoeira y Rego de Palo, extendiéndose este último hasta la Engaramandua. La potencia visible en Rego de Palo es de 1 m aproximadamente y su altitud es de + 60 m sobre el nivel medio del mar. Terraza poco consolidada sobre un substrato de cuarcitas y pizarras de la Serie de los Cabos que forman el acantilado (Lám XLIVA).

Aluviones en masa sin estratificación ninguna de bloques muy dispersos. Litología de cuarcitas, areniscas y cuarzos.

Lám. XLIV

- A) Depósito colgado sobre el acantilado en Rego de Palo. Altitud + 60 m sobre el nivel medio del mar.
- B) Canteiro. Posible terraza del río Navia, posteriormente accionada por el mar, substrato de "pizarras de Luarca" muy alteradas. Altitud de 70 m.

418



lam. XLIV

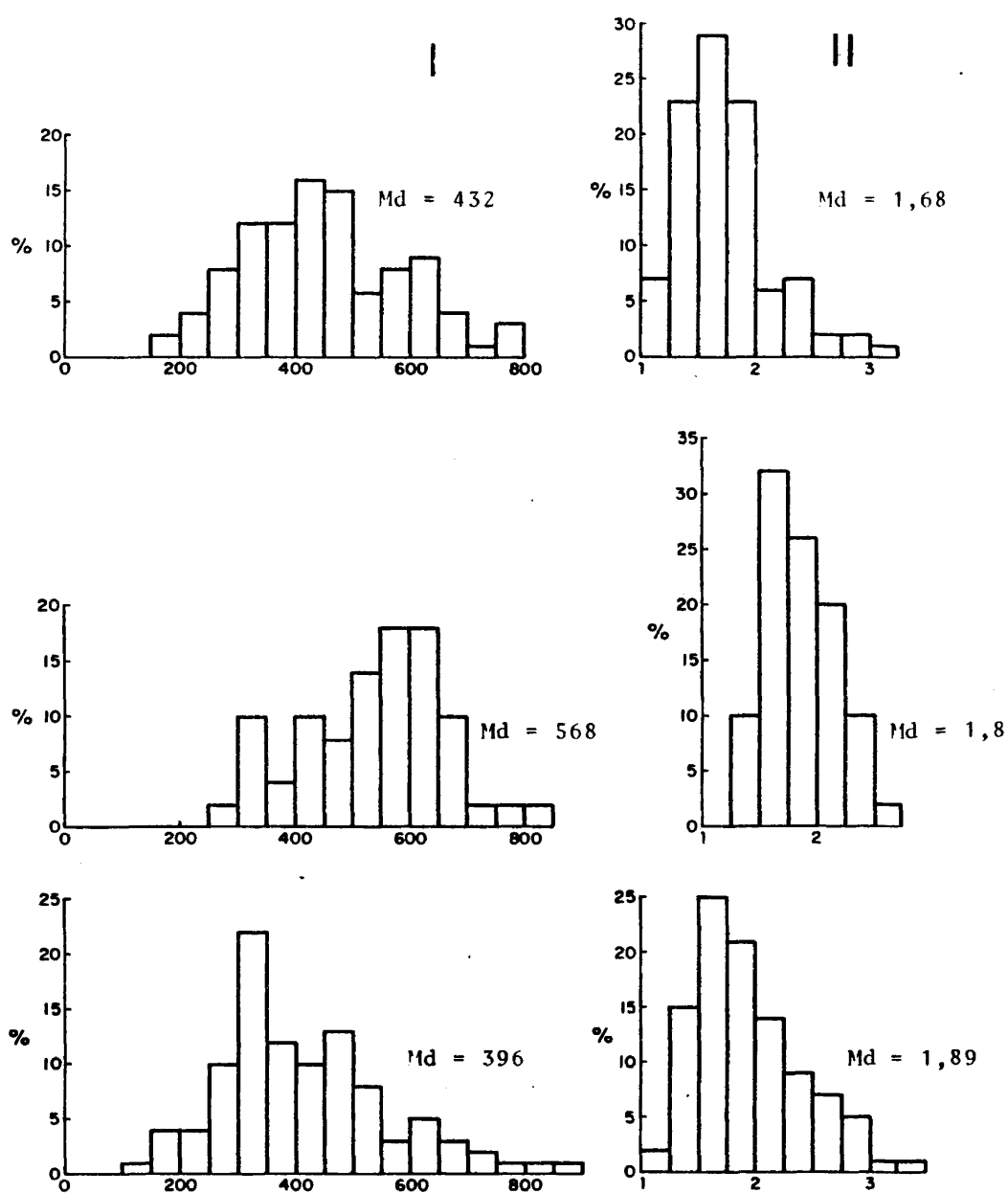


Fig. 39. Histogramas morfométricos de índice de desgaste (I) y aplanamiento (II) de los depósitos marinos de Torbas, Rego de Palo, Canteiro.

El valor de los índices morfométricos señala una acusada acción marina. (Fig. 39).

- Canteiro

En la margen izquierda del río Navia, en trincheras bajas de la carretera de segundo orden que se extiende desde Canteiro (caserio de Aslás) hasta Ortiguera, aparecen depósitos discontinuos en capas delgadas sobre un substrato de pizarras muy alteradas de la Serie Pizarras de Luarca.

Depósitos de 1 m aproximado de potencia que se extienden hasta el caserio de Fojos en diversos cortes visibles y desaparecen al llegar a las cercanías de la costa. Estos depósitos presentan características típicamente fluviales, posiblemente se trata de terrazas del río Navia.

El depósito de Canteiro (caserio Alás) presenta un corte visible de 6-8 m pero se extiende a lo largo de toda la superficie; la potencia es de 1-1,5 m y la altura de + 70 m sobre el nivel medio del mar. (Lám.XLIVB).

Aluviones en masa sin estratificar. Litología de areniscas, cuarcitas y escasos cuarzozos sobre un substrato de pizarras muy alteradas.

Los caracteres morfométricos de los elementos de este depósito conducen a la consideración de una influencia de la dinámica marina sobre una anterior acumulación del material que fue transportado por cursos de agua fluvial. El histograma de desgaste ($Md = 396$) muestra 3 máximos en las secuencias de 300-

350; 450-500; y 600-650, con una ausencia total de cantos poco usados y un porcentaje de 24 de los muy desgastados; la mediana de desgaste (396) es representativa del medio marino (Cuadro II). (Fig. 39).

Todo ello lleva a pensar que sobre la acción dinámica fluvial, hubo un segundo ciclo de gran violencia, que muy bien pudo haber sido efecto de la dinámica marina.

El índice de aplanamiento no es elevado ($Md = 1,89$) con un máximo de histograma de 1,50-1,75. La disimetría relativamente alta ($Md = 615$) indica una dinámica fluvial, que junto al resto de las características sugiere un depósito fluvial, posiblemente terraza del río Navia, con modificación posterior marina.

Consideraciones finales: granulometría y morfometría de cantos accionados por el mar

La técnica granulométrica seguida en cada depósito se ha efectuado sobre un número de 200 elementos, considerando como dimensión la mayor longitud L del canto; el centilo se ha determinado por el método TRICART-CAILLEUX (1953).

Los valores del centilo son bajos o medianos; la mayoría son cantos gruesos y transición a pequeños bloques.

Para la medida de formas de cantos rodados se han determinado los índices de desgaste, aplanamiento y disimetría, CAILLEUX y TRICART (1960), sobre 100 elementos de cuarcitas de dimensiones comprendidas entre 40 y 60 mm; se obtuvieron las medianas y se han construido los histogramas.

Los depósitos estudiados sobre la rasa, presentan unos valores granumolétricos y morfométricos que indican un acusado accionamiento marino, y los sitúa en el diagrama de TRICART dentro del dominio marino.

Los índices de desgaste comprendidos entre los 358 y 568 muestran una clara modificación posterior al proceso de deposición del material, los elementos sufren un rápido desgaste debido a la fuerte intensidad en esta zona, de la dinámica marina. En todos los depósitos existe ausencia total de cantos menores de 100 mm.

Los valores de aplanamiento, comprendidos entre 1,66-2,32 acentúa el carácter marino de estos depósitos, aunque no sea el valor más indicativo por tratarse de cuarcitas, material fácil a experimentar un aplanamiento.

La mediana de los índices de disimetría, comprendida entre 508-638, es desigual; mientras en algunos depósitos caracterizan un ambiente típicamente marino, en otros, donde el índice es más alto, confirman la idea de que no ha habido una actividad continuada del mar, sino a intervalos, por lo que en algunos cantos siguen las huellas del fraccionamiento.

Estos datos sedimentológicos colaboran a confirmar lo que las estructuras manifiestan. Así el rasgo más importante de este sector costero asturiano, lo constituye esa extensa superficie de abrasión marina denominada "rasa" sobre la que se encuentran los depósitos de accionamiento marino aquí estudiados y el posterior encajamiento de la red fluvial.

Granulometría de arenas (cuadro III) (Figs. 40 y 41).

Las arenas de los depósitos marinos que hemos estudiado, localizados sobre la rasa, presentan en general un valor de mediana muy bajo $Q_2 = 0,21-0,50$ mm que corresponden a materiales de fases finas y muy finas, alcanzando siempre más del 50% de la granulometría total, excepto las medianas de arenas rojas de Campón, Tombín y Santagadea cuyos valores son 0,52; 0,76 y 1,10 respectivamente.

La clasificación en general es variable entre buena, regular y mala, solo los depósitos de Tombín, Canteiro y por supuesto La Caridad (depósito mixto) presentan muy mala clasificación ($S_0 = 2,97; 2,84; 3,16$ respectivamente) también estos depósitos muestran un porcentaje algo más reducido de arena fina y muy fina compensado con un tanto por ciento de arena media y gruesa más elevado y con participación de la fracción grava en más alto porcentaje, alcanzado 26,3 en Tombín, 23,9 en La Caridad y 16,1 en Canteiro; la curva nº 4 correspondiente a las arenas rojas de Campón presenta una clasificación regular ($S_0 = 1,54$) las arenas correspondientes a los depósitos de Santagadea, Casariego, Lugar Nevo, Valdepareas y las restantes de Campón tienen una clasificación buena ($S_0 = 1,48 - 1,31$) y sólo los depósitos de La Punta de la Atalaya (Porcía) y Torbas presentan una clasificación muy buena ($S_0 = 1,17 - 1,19$) típicas de arenas accionadas en medio marino. En el depósito de Torbas las arenas presentan génesis eólica, el conjunto del material fino y muy fino alcanza el 96,9% del total; también en Campón ha sido señalado

anteriormente un depósito eólico (ASENSIO AMOR, 1970).

La asimetría menos acentuada la presentan los depósitos de Porcía, Valdepare, Torbas, arenas rojas y grises de Campón, Casariego y Santagadea ($S_k = 0,01-0,07$), correspondiendo a Tombin, Serantes, La Caridad y Canteiro la asimetría más acentuada ($S_k = 0,97 - 0,72$).

Los sedimentos inferiores a 0,06 mm son relativamente abundantes (1,1-6,7) y también el material grueso que aparece de forma muy desigual, alcanzando 26,3 en Tombín, todo ello indica aportes posteriores posiblemente procedentes de la alteración y desagregación de las pizarras.

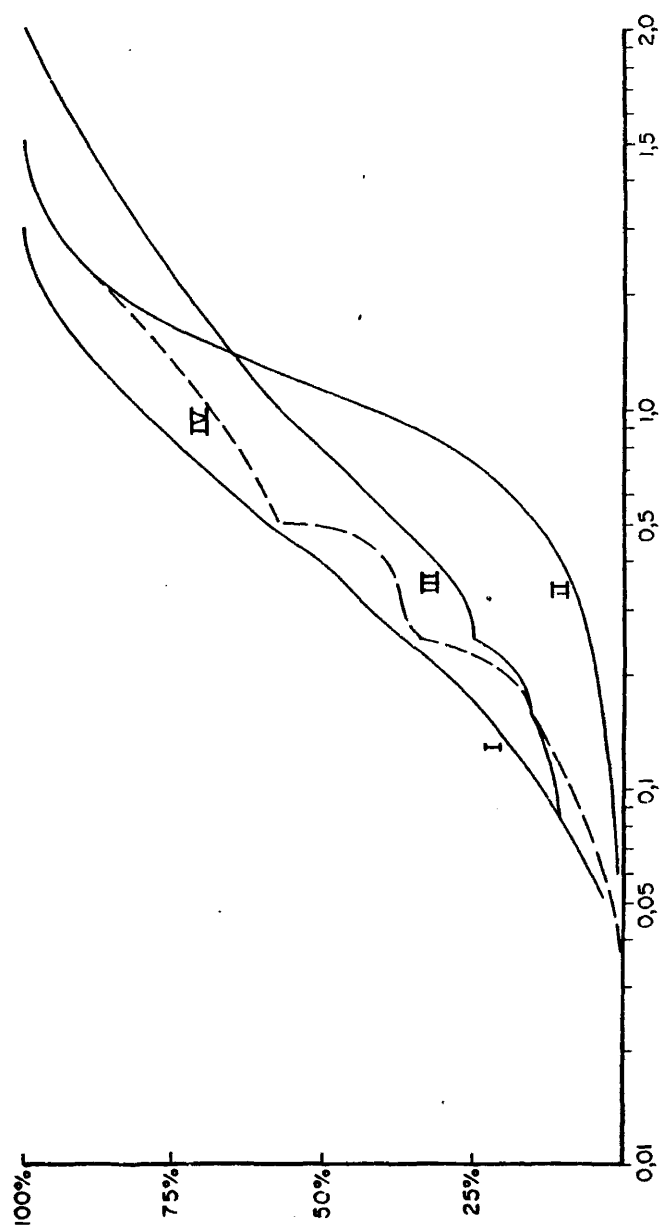
Solo las curvas VIII y X correspondientes a los depósitos de Porcía y Torbas presentan una curva acumulativa de aspecto de "S" que se aproxima mucho al tipo de curvas que presentan las acumulaciones actuales de playas; son curvas con fuerte pendiente, propia de materiales bien clasificados, con dos inflexiones sensiblemente marcadas, la basal pronunciada entre las dimensiones de 0,12-0,16 para la curva de Torbas y 0,25-0,30 para la de La Punta de la Atalaya (Porcía) y la superior situada entre 0,25 - 0,40 para el depósito de Torbas y 0,50-0,70 para el del Porcía, lo que indica la casi ausencia de elementos gruesos. Todas las otras curvas presentan aspecto tendido especialmente la I, II, III, IV, IX y XI; caracteres intermedios a los dos grupos mencionados presentan las curvas V, VI y VII.

CUADRO III

COMPOSICION GRANULOMETRICA DE ARENAS, INDICES Y PARAMETROS

n° curva	Depósitos	Gr%	Ag%	Am%	Af%	Amf%	<60µ	Q ₃	Q ₂	Q ₁	Q ₉₀	Q ₁₀	So	Sk	Dg	Dc
I	Pta Rubia	3	15,9	20,8	36,1	18,2	5,5	0,85	0,39	0,17	1,40	0,08	2,24	0,12	1,32	0,68
II	Santagadea	14	43,4	27,0	11,3	2,0	1,1	1,60	1,10	0,73	2,40	0,40	1,48	0,07	2,00	0,87
III	Tombin	26,3	14,8	20,2	19,6	11,9	5,8	2,20	0,76	0,25	5,00	0,08	2,97	0,93	4,92	1,95
IV	Serantes	13,4	16,8	11,5	38,1	15,7	3,3	1,30	0,49	0,25	2,30	0,11	2,28	0,97	2,19	1,05
V	Casariago	3,0	5,6	9,9	43,2	28,8	6,7	0,40	0,26	0,16	1,00	0,08	1,46	0,04	0,92	0,24
VI	Lugar Nuevo	9,3	5,4	4,4	68,4	8,4	3,6	0,38	0,25	0,21	2,00	0,13	1,34	0,09	1,87	0,17
VII	Valdeparais	6,1	1,6	15,8	64,6	7,7	3,4	0,50	0,39	0,27	0,80	0,13	1,36	0,01	0,67	0,23
VIII	Pta. Atalaya	0,7	0,2	7,9	86,3	2,9	1,5	0,47	0,41	0,34	0,50	0,30	1,17	0,01	0,20	0,13
IX	La Caridad	23,9	11,9	12,2	26,8	19,1	4,9	2,00	0,50	0,20	5,20	0,10	3,16	0,80	5,10	1,80
X	Torbas	0,3	0,2	0,4	52,6	44,3	1,3	0,24	0,21	0,17	0,26	0,15	1,19	0,01	0,11	0,07
XI	Canteiro	16,1	17,9	14,1	24,3	19,6	6,4	1,53	0,50	0,19	3,00	0,07	2,84	0,72	2,93	1,34
Campón																
1	Arenas gris consolidada	0,2	1,1	11,9	79,2	4,7	1,8	0,38	0,28	0,22	0,60	0,18	1,31	0,04	0,42	0,16
2	Arenas rojas (cantera)	0,0	1,7	16,0	76,2	5,1	0,9	0,42	0,31	0,22	0,62	0,18	1,41	0,02	0,44	0,18
3	Arenas rojas (terrazza)	0,0	1,2	10,7	84,5	2,8	0,6	0,42	0,32	0,24	0,54	0,20	1,32	0,02	0,34	0,18
4	Arenas rojas (terrazza nivel alto)	5,0	16,0	32,7	42,5	2,4	1,5	0,85	0,52	0,36	1,45	0,26	1,54	0,17	1,19	0,49

Fig. 40. Curvas acumulativas de la fracción menor de 20 mm. Depósitos marinos de la
rasa (estaciones I-IV).



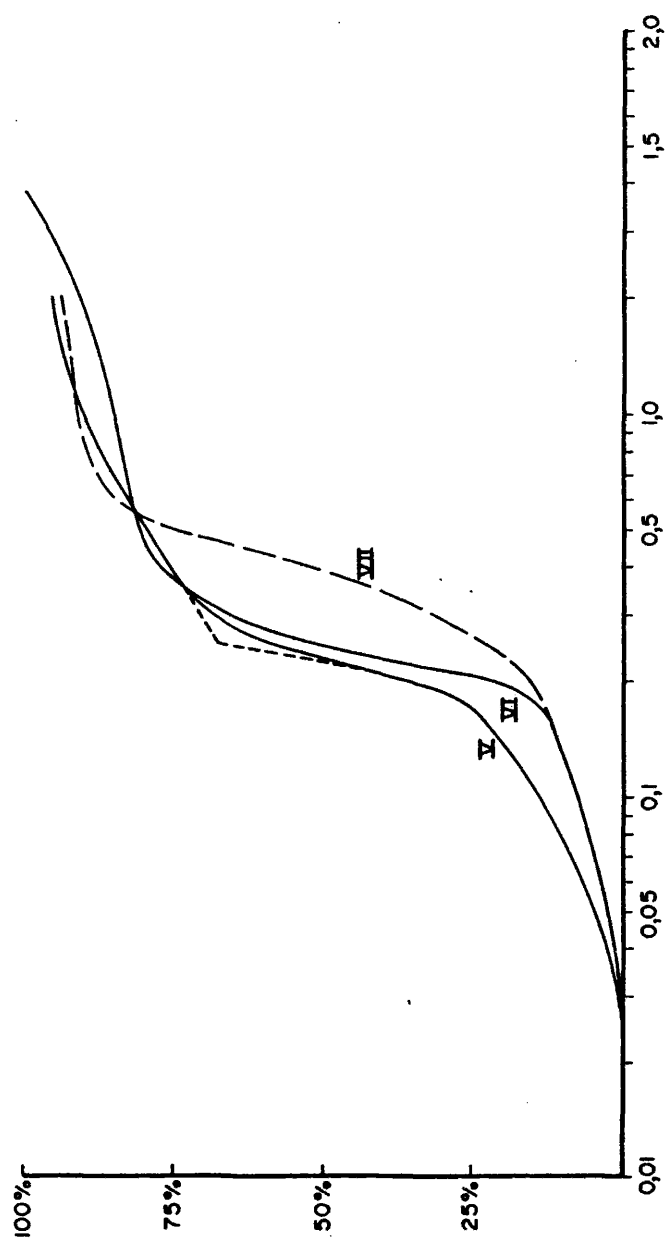
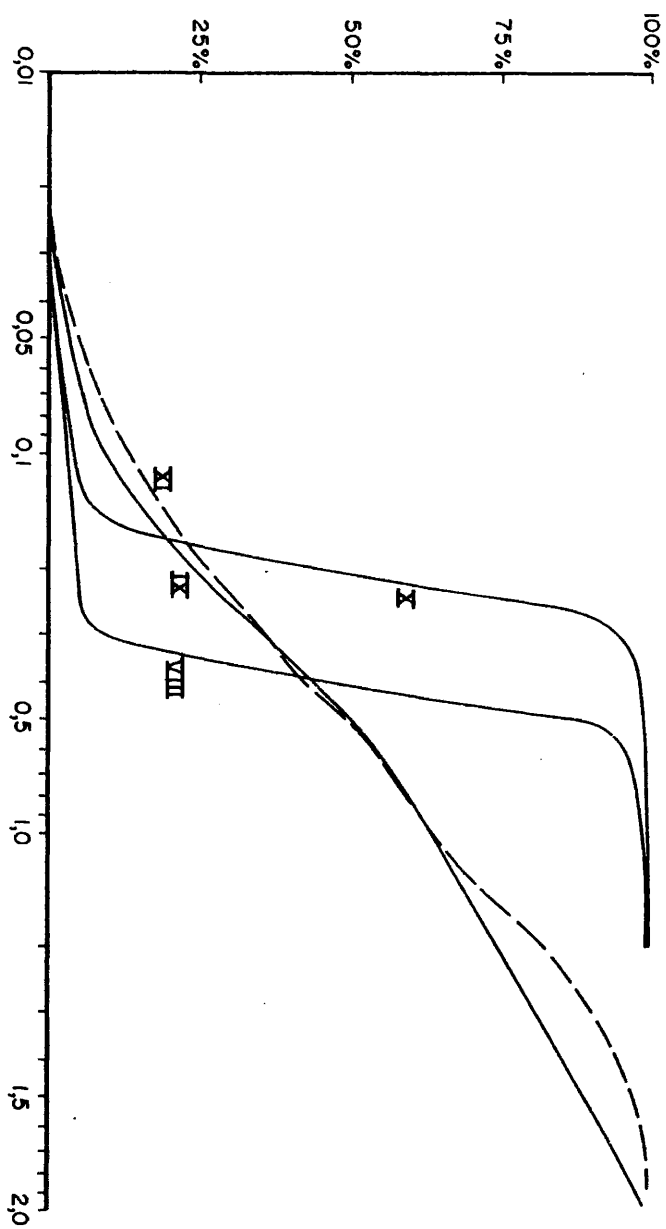


Fig. 40 bis. Curvas acumulativas de la fracción menor de 20 mm. Depósito marino de la rasa (estaciones V-VII).

Fig. 41. Curvas acumulativas de la fracción menor de 20 mm. Depósitos marinos de la rasa (estaciones VIII-XI).



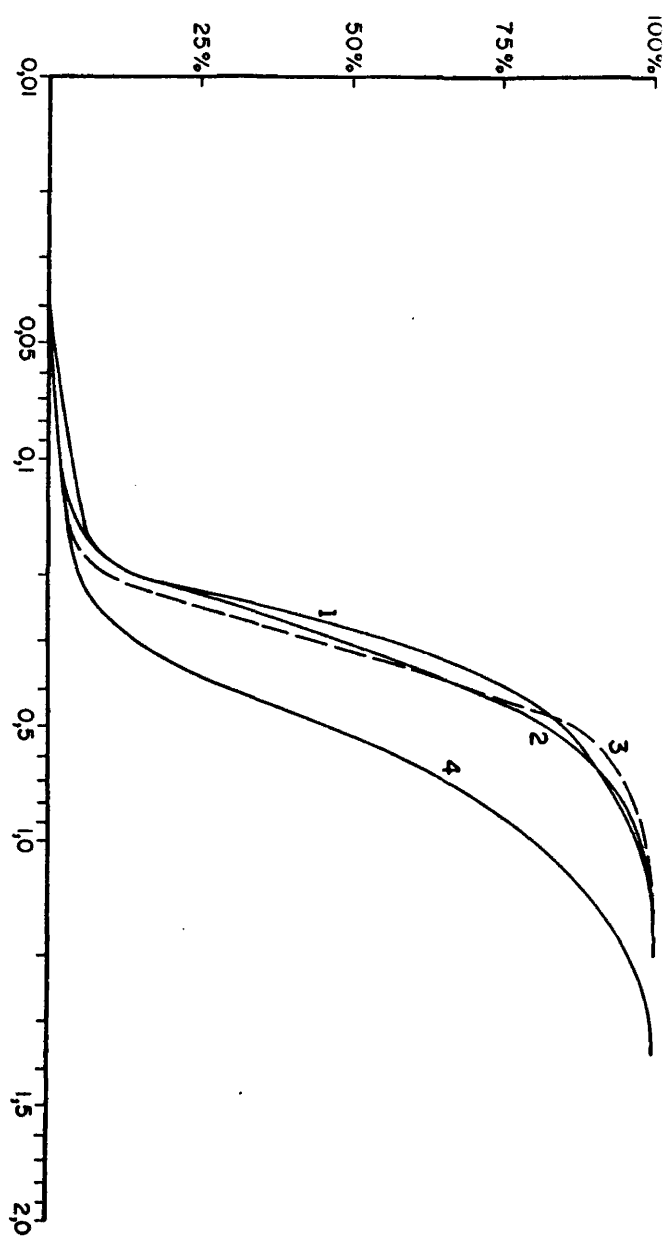


Fig. 41 bis. Curvas acumulativas de la fracción menor de 20 mm. Cantera Campón.

En conjunto podemos decir que no existe uniformidad en el material fino de los distintos depósitos, ni aparecen curvas con aspecto claramente playero; se trata más bien de arenas procedentes de la desagregación y alteración de los materiales pizarrosos mezcladas con otras marinas lo que queda más de manifiesto en unos depósitos que en otros.

8.2.3. El progresivo encajamiento de la red hidrográfica en la rasa

Los ríos principales que en este sector del occidente de Asturias, desembocan una vez atravesada la rasa cantábrica son, de este a oeste, el Navia, Porcía, Anguileira, Tol y Eo.

Hemos realizado el estudio del Porcía y del Suarón, desde el nacimiento a la desembocadura, así como el tramo final del río Navia, como representativos de los rasgos geomorfológicos de este sector, y su posterior influencia sobre la rasa en aquellos que la atraviesan.

En la desembocadura del río Porcía, sobre su ensenada y en la margen derecha, observamos dos acumulaciones detríticas, una situada a + 45 m y otra a + 12 m. Ambos depósitos presentan caracteres diferentes. El depósito de + 45 m acusa una evidente acción marina ($Id = 495$; $Ia = 1,94$; $Idi = 510$) en cuarcitas, lo que indica que cuando el cauce del Porcía se encontraba a 45 m sobre el thalweg actual ya está la rasa formada, por ello la acumulación que aparece a esta altura, en la ensenada del Porcía, presenta un acusado retoque marino, no así la que mucho más en el interior en Candaosa aparece también a este nivel de + 45 m (Fig. 14).

Así pues, estos materiales trabajados por el mar, tienen una procedencia más del interior, quedando depositados sobre la superficie de la rasa donde posteriormente, al retroceder ésta por erosión marina y en época de elevación del nivel del mar, sufrieron el impacto de las olas.

Por el contrario el depósito de + 12 m, situado también en la margen derecha del Porcía, del que existen varios cortes visibles, de longitud aproximada de 25 m y potencia de 3-4 m. presenta caracteres diferentes al estar formado por material detrítico no retocado por el mar. Se trata de una terraza fluvial posterior a la formación de la rasa y a la última transgresión marina; los caracteres sedimentológicos de este depósito nos lleva a considerar que se trata de una terraza con génesis típicamente fluvial-torrencial.

El material está mal clasificado, con desgaste medianamente acusado ($Id = 264$). El histograma de desgaste muestra tres máximos en las secuencias 100-150, 200-250, 400-450 con un porcentaje de sólo 5 de los muy desgastados. El índice de aplanamiento es relativamente poco elevado ($Md Ia = 1,87$) con un máximo de histograma de 1,50-1,75. La disimetría es relativamente alta ($Idi = 614$).

Estas posiciones evidencian una génesis fluvial, sin modificación alguna posterior, tratándose este depósito de una terraza del río Porcía formada con posterioridad a la rasa. Diferimos de la hoja geológica de Ribadeo del I.G.M.E. de la serie MAGNA (1981) que considera a este depósito como depósito de la rasa con retoque marino y lo data de los interglaciares Min

del-Riss y Riss-Würm. Por todo lo expuesto anteriormente, consideramos a este depósito como la terraza + 10-12 del Porcía, que encontramos también en varios lugares del interior (ver capítulo dedicado a las terrazas del río Porcía), y de génesis posterior a la rasa al no estar modificada por el mar.

Rio Tol. Situadas al pie de los glaciares y sobre la rasa cantábrica, se encuentran dos terrazas del río Tol. Una localizada en la margen izquierda, corte visible en la carretera que va de Tol a Barres (Lám. XLVA) y la otra en la margen derecha en Cabaleiros. Las dos terrazas están a una altura absoluta de +65 m y +70 respectivamente; y a una altura de +10 y +15m respectivamente sobre el thalweg actual del río. Ambas son posteriores a la rasa, se trata de una arroyada que se ha encajado después de estar formada la rasa.

Terraza río Tol (margen izquierda)

Composición granulométrica y litológica

Ø cm	C%	P%	Q%
2-4	7	1	2
4-6	19	—	14
6-8	14	—	10
8-12	11	—	5
12-16	2	1	4
16-24	3	1	3
24-40	2	—	1

Md = 6,5 cm

Ce = 34,5 (C)

Los materiales presentan un desgaste mezclado, unos procedentes de la rasa, con índice de desgaste alto y otros periglaciares, procedentes del glacis con índice de desgaste muy bajo. Los cortes visibles, tienen una extensión de 3-4 m y una potencia de 1-1,5 m.

La génesis de estos depósitos es la siguiente; los materiales detríticos periglaciares procedentes del glacis fueron transportados por solifluxión, que arrastró abundante material de ladera; los aportes de este glacis cubrieron en parte a los materiales de la rasa y se entremezclaron con ellos. También, en determinadas épocas, la competencia del río Tol permitió arrastrar material fluvial y generar algunas acumulaciones detríticas del tipo de los cortes que aquí se señalan (Lám.XLVA). El substrato lo forman cuarcitas y pizarras de la Serie de los Cabos, con abundantes fracturas.

Así pues, constituida la rasa, los ríos procedentes del interior se encajaron en ella, dando origen a ríos alargados que cruzan en dirección S a N hasta alcanzar el cantábrico, limitados por escarpadas riberas, siendo las más representativas la del Eo y Navia a las cuales siguen en importancia la del Porcía, Suarón, Tol y Anguileira.

En el caso del río Porcía -estudiado aquí en toda su extensión, desde la cabecera a la desembocadura, como representante de los ríos que cruzan la rasa en dirección S-N - el río ya estaba formado cuando el frente costero fue invadido por el mar y se originó la rasa, como lo demuestra el hecho de encontrar un nivel de terraza a + 45 m, en el interior, en Candaosa,

y encontrar también sobre la ensenada del mismo río Porcía un nivel + 45 m con fuerte accionamiento marino, lo que expresa que el río ya existía, cuando sobrevino la transgresión marina. Posteriormente el río continuo encajandose, siendo su descenso progresivo; después de alcanzar los + 10-12 m no existieron más transgresiones como lo constata el hecho de que la terraza encontrada a esa altura sobre la playa del Porcía no presenta accionamiento marino.

La retirada del mar, no fue continua, sino en pequeñas pulsaciones de avances y retrocesos. Al mismo tiempo los valles fluviales que cruzaban la rasa se fueron encajando, dejando colgada su llana superficie y en ella sus aluviones, originando terrazas fluviales.

En el transcurso del encajamiento de la red fluvial, la rasa continuó la basculación hacia el oeste, como lo manifiesta el hecho de la diferente altitud que en la actualidad ofrece el frente de los acantilados; en Navia +70 m y en La Punta La Rubia solo + 20 m.

Durante el último glaciar (Würm), la red fluvial, por encajamiento cada vez más acusado, debido al nuevo descenso del mar y también motivado por el constante retroceso del frente del acantilado, adquiere en líneas generales el aspecto actual, dejando colgados en las laderas de estos valles los niveles antiguos a la vez que los primitivos meandros han evolucionado hacia meandros encajados.

Lám. XLV

- A) Terraza del río Tol al pie de un glacis; corte visible en la carretera que va de Tol a Barres. Terraza posterior a la rasa de materiales periglaciares procedentes del glacis mezclados con los de competencia fluvial.
- B) Cabo Blanco. Acantilados fuertemente batidos por el mar; crestones de cuarcitas y pizarras con diques de cuarzo.

436



8.2.4. El frente costero: los depósitos actuales

El frente costero, de la zona comprendida entre la ría del Eo y el estuario del Navía, indica una costa articulada con numerosos entrantes de boca amplia y saco reducido, con escaso número de ensenadas y bahías, así como rías y estuarios, a excepción de la ría del Eo y el estuario del Navia.

El carácter litológico del litoral está formado de oeste a este por: calizas y dolomías de la formación Vegadeo (Cámbrico inferior). Cuarcitas, areniscas y pizarras de la Serie de los Cabos (Cámbrico medio-Ordovícico inferior). Pizarras de Luarca, negras lustrosas, masivas de nódulos arcillosos, con hierro oolítico (Ordovícico medio). Areniscas y pizarras de la formación Agüeira (Ordovícico superior). Rompen esta unidad litológica los depósitos Estefanienses que afloran en la Punta del Cuerno, constituidos por conglomerados y brechas con matriz detrítica grosera y que se apoyan sobre la Serie de los Cabos y las rocas plutónicas -gabros-granodioritas y leucogranitos moscovíticos- que afloran en Porcía, Salave y en la playa de Represas. En esta zona existen filones de microgranitos y felsitas y diques de cuarzo (I.G.M.E., 1981).

Características morfológicas

El sector litoral con orientación hacia el NW-N, presenta una costa fuertemente batida por el mar, con un proceso erosivo que domina sobre el de acumulación, de materiales heterométricos procedentes de la destrucción de los cantiles, donde

se ofrece un frente de microacantilados que alterna con formas de laceración (ASENSIO AMOR y MARTI, 1979): grutas a manera de túneles, socavaciones al pie de los cantiles, incisiones profundas, peñascos abruptos separados de la costa que incluso en las pleamares quedan al descubierto, plataformas de abrasión marina.

Se trata de un frente costero sin abrigo alguno y por tanto, fuertemente batido por el oleaje donde las orientaciones de las formas -grutas, incisiones etc, se encuentran más relacionadas con la esquistosidad de la masa rocosa que con la dirección e intensidad del accionamiento marino.

Las numerosas fracturas que ofrece el acantilado favorecen el desprendimiento de grandes bloques y hace pensar en una fuerte y significativa acción diastrófica.

La existencia en las partes altas de los acantilados de depósitos detríticos de retoque marino, explica también el importante papel que han tenido las oscilaciones eustáticas en la morfología litoral.

En el proceso destructor del mar sobre la costa se originan abundantes materiales detríticos -bloques, cantos, arenas- que depositándose en los diversos accidentes geográficos constituyen cordones litorales unidos la mayoría a cantiles y con varias bermas, que corresponde a diferentes niveles de las pleamares.

Estos cordones presentan acumulaciones detríticas procedentes de la destrucción de los acantilados, de los arrastres de la red fluvial, y los materiales antiguos de retoque marino

y periglaciares, procedentes de la rasa.

Los caracteres sedimentológicos ofrecen valores altos de desgaste de cantos, abundante presencia de caliza organógena en las fases arenosas playeras, ausencia completa de limos y arcillas, todo ello indica condiciones de exposición directa al ataque marino en ambiente hidrodinámico muy agitado.

Los acantilados

Son en general de escasa altura, en raras ocasiones sobrepasan los 20 m. Hacia la zona oeste, el frente acantilado, es de 8-10 m, alcanzando los 15-20 en la parte oriental. Son acantilados que se articulan en salientes y entrantes, con grandes crestones de cuarcitas y pizarras que se adentran en el mar con diques de cuarzo de variadas orientaciones (Lám. XLVB). Estos acantilados, fuertemente batidos por el mar, presentan multitud de entrantes con acumulaciones de bloques y cantos.

En zonas como Serantes, la punta de Campón, etc, los acantilados son microcantiles- inferiores a 5 m-, alcanzando en algunos lugares el rebajamiento de los acantilados casi un arrasamiento total, lo que motiva un acusado retroceso costero.

En otros lugares, Punta del Gaviotero, Rego de Palo, etc, los cantiles son verticales, con la vegetación dominando practicamente hasta la base del acantilado; se trata de frentes muy fracturados con microcantiles y farallones que quedan cubiertos en las pleamares. En la parte alta del frente costero aparecen depósitos cuaternarios de retoque marino en lugares co-

mo la Punta de la Rubia, Porticel, Falcoeira, etc.

Las playas

Los entrantes de este sector costero albergan formas playeras con estrán y dunas vivas.

Los frentes playeros de representación más significativa corresponden a: Peñarronda, Santagadea, Serantes, Las Palomas, Tapia, Porcía, Castello, Armazá, Torbas y Navia.

- La playa de Peñarronda comprendida entre Santagadea y punta del Cuerno, presenta un frente constituido por un amplio estran con micromodelado de ripple-marks, el estran es alimentado por dunas, unas móviles y otras fijadas por la vegetación.

Hacia el centro del frente playero aflora la gran "Peña Redonda" de litología caliza como afloramiento que atraviesa este sector de la Serie Calizas de Vegadeo (Cámbrico medio).

Al pie de los acantilados se acumulan materiales heterométricos, con grandes bloques procedentes de la destrucción de los cantiles.

- La playa de Santagadea, tiene su frente playero orientado hacia el NE, presenta un cordón litoral de cantos con un reducido estran arenoso. Existe un acusado contraste entre el extremo izquierdo, fuertemente batido, que aparece roto en una serie de escollos con microacantilados pizarrosos con marcada morfología de laceración, y el extremo derecha con acantilado vertical inferior a los 10 m y microcantiles con entrantes en los que se depositan acumulaciones de materiales heterométricos

cubiertos en las pleamares.

- La playa de Serantes

El amplio frente playero de Serantes constituye un estran arenoso, de una sola berma, con suave pendiente y numerosos pliegues de playa. El río Tol desemboca a través de un amplio vestíbulo, cubierto de arena donde se depósitos materiales muy finos que dan lugar a dunas poco estables.

Se trata de una costa con numerosos entrantes, donde se depósitos arenas con bloques y cantos muy heterométricos, destacándose los salientes cuarcíticos que forman farallones descubiertos en las pleamares.

- En las playas de Las Palomas y Tapia desemboca el arroyo de Esteiro poco encajado, y en su tramo final, cubierto de arenas marinas, aparecen dunas fijadas por la vegetación.

El valle del río Anguileira, que tiene su desembocadura en la playa de Tapia, termina en un frente playero con estran arenoso de escasa pendiente.

En esta zona se observa una acusada morfología de laceración, y en los extremos de la playa presencia de farallones de gran tamaño.

Separa la playa de Tapia, de la playa de Las Palomas, un frente acantilado de aproximadamente 10 m con salientes y entrantes donde se acumulan grandes bloques de cuarzoes sensiblemente desgastados, cantos dispersos y arenas seguidos de cantiles de cuarcitas y pizarras, con diques de cuarzo.

- La playa del Porcía presenta un estran arenoso de gran extensión que comunica en bajamar con islotes localizados en el centro de la ensenada. La presencia de estos islotes fracturados hacen suponer el papel tan importante de la orogenia hercínica en el modelado costero. Plataforma de abrasión con grandes bloques y farallones dispersos. Existe un cordón de cantos litorales y acumulaciones heterométricas al pie del acantilado con litología de cuarcitas, pizarras, cuarzos y granitos. La mediana del índice de desgaste es de 438 en cuarcitas, con ausencia total de elementos poco desgastados y altos porcentajes de cantos muy desgastados (30), presenta un solo máximo en 400-450. Índice de aplanamiento de 1,93 y disimetría de 512. Los resultados obtenidos muestran como los materiales gruesos manifiestan acumulaciones detríticas expuestas al fuerte accionamiento marino.

Sobre el acantilado se encuentra uno de los niveles antiguos del río Porcía, se trata de la terraza fluvial + 10-12m descrita en el capítulo dedicado a las terrazas de este río y mencionada también en el apartado que se hace en este capítulo sobre el encajamiento de la red hidrográfica en la rasa.

- Playas de Cambarado, Castello, Armaza y Torbas

Entre las puntas de Pormenade y Falcoeira, se abre una gran ensenada de amplia boca (3.375 m) y muy variable saco (450-1200 m).

La playa de Cambarado, con orientación NE, presenta crecimiento de playa, a manera de medias lunas, entre las que se depositan arenas. En ambas margenes de la playa se ofrecen valles

amplios y suspendidos que caen sobre las acumulaciones de los entrantes o sobre el cordón de cantos playeros.

La playa de Castello presenta orientación N-NW, con extenso cordón de cantos y pequeños bloques al pie de los cantiles. Amplia plataforma de abrasión marina que se cubre en las pleamares.

Separadas por un frente rocoso, hacia el este se encuentran las playas de Armazá y Torbas separadas por un frente rocoso. En la playa de Armazá, los cantiles con alturas de 20m, ofrecen acusada inclinación, en cuya base se acumulan cantos y bloques encontrándose el estrán en la zona baja del cordón litoral

La playa de Torbas es la más extensa orientada hacia el NW con cantiles de 30m aproximadamente. Valle colgado sobre el cordón de cantos de mareas vivas. Existen hasta tres o cuatro niveles de bermas.

Entre la punta Falcoeira y el estuario del Navía existen varios entrantes playeros, entre los que pueden citarse la playa de Palo y la playa de Figueras; sirven de límites entre unos entrantes y otros, salientes rocosos con cantos interrumpidos que en baja mar se comunican entre sí.

Ensenadas

El frente acantilado, se articula en salientes y entrantes, en los que destacan abundantes materiales detríticos heterométricos y donde se pone de manifiesto el acusado retroceso costero; en los cantiles se observan replanos estructurales, esca-

lonados, probablemente debidos a corrimientos o desplazamientos de paquetes de cuarcitas y pizarras.

Desde la rio del Eo, hasta el estuario del Navia, en dirección W-E, destacan varias ensenadas:

Las ensenadas de Espiela y Langosteiros presentan microacantilados, con formas litorales de laceración y entrantes tapizados con materiales heterométricos. A partir de aquí y hasta Tapia de Casariego existe un amplio sector con predominio de frentes playeros y entrantes de variada orientación con litología de cuarcitas y pizarras de la Serie de los Cabos. Desembocan en estas playas el arroyo Pedreiras, arroyo Peñarronda, el rio Tol, rio Esteiro y rio Anguileira.

La ensenada de Represas o Ribera Nueva se extiende desde Tapia de Casariego hasta la punta de la Ribera Nueva con una boca de 1.375 m y saco de 500 m. Ensenada de contorno muy irregular con abundante material heterométrico en los entrantes y salientes con cantiles verticales de 8-10 m. La costa a derecha e izquierda, presenta los caracteres morfológicos ya mencionados: acantilados verticales bajos, microacantilados, grutas e incisiones, representativas de las formas de laceración, islotes, plataforma de abrasión marina amplia y más o menos uniforme con acumulaciones de bloques y farallones. La punta Ribera Nueva se presenta rota, originando islotes separados del frente rocoso.

La ensenada de Figueras se extiende entre las puntas del Pedrón y del Arenal con una boca de 1.250 m, saco de 588 m

y orientación N-NE.

Desde la Punta de Ribera hasta la del Pedrón destacan valles suspendidos y riachuelos intermitentes y encajados. El frente costero presenta incisiones, resaltes rocosos, grutas, etc. La parte derecha de la ensenada, desde la Punta del Arenal hasta la de Campega presenta características análogas a las descritas: microacantilados, donde como resultado de un proceso de erosión diferencial alternan entrantes de materiales heterométricos con salientes formados por crestones cuarcíticos.

Entre todas estas ensenadas destaca la del río Porcía, de orientación NW, con boca de 1.500 m y saco de 800 m, se encuentra localizada entre las puntas de Fanfoliz y la de la Atalaya; presenta fuerte asimetría y en su conjunto es irregular.

En la margen izquierda existen microacantilados de 5-8 m, destacándose un frente de litología de gabros, y dioritas que se extiende entre la punta de Centolleira y los Castelos. Este frente acantilado de pendiente muy pronunciada, ofrece en su base grandes bloques y acumulaciones de cantos de alta heterometría cuya genesis no es exclusivamente marina, sino en parte debida también a la intensa meteorización de los gabros, que forman los cantiles, que permite que al deshacerse el conjunto rocoso queden libres los grandes bloques. Este proceso de desagregación del roquedo y acumulación de bloques al pie del escarpe es relativamente rápido y proporciona a este sector caracteres totalmente diferentes a los de laceración que aparecen en el resto de la costa.

En la punta de la Atalaya los cantiles son verticales y ofrecen alturas variables de 12-15 m.

Desde la punta de la Atalaya del Porcía a Cabo Blanco existe una amplia ensenada muy articulada con gran cantidad de entrantes y salientes. Cantiles verticales, muy fracturados con depósitos cuaternarios de retoque marino en las partes altas y entrantes tapizados de materiales detríticos.

En el tramo situado en la parte más oriental de este sector, entre la Caridad y Navia, se encuentran varias ensenadas, la más amplia 3.375 m y saco variable de 450 a 1.200 m, se extiende entre las puntas de Pormenade y Falcoeira. Presenta orientación N con acantilados de 15 m de altura en Pormenade y 30 m en Falcoeira. Morfología de laceración donde las orientaciones de las formas -grutas, incisiones, etc- están más relacionados con la esquistosidad que con la dirección e intensidad del accionamiento marino.

Se trata de un frente costero sin abrigo alguno fuertemente batido por el oleaje. Es característica común a esta ensenada la presencia de una plataforma de abrasión marina, amplia y uniforme que se adentra en el mar. Los frentes playeros están bien representados en esta zona: playas de Cambarado, Castello, Armazá, y Torbas.

Al este de la punta Falcoeira y hasta el estuario del Navia, caben citarse tres grandes ensenadas: La Figuera-Pedrellada, Ortiguera y Navia. En las dos primeras se dan caracteres muy semejantes a los vistos anteriormente: entrantes playe-

ros, salientes rocosos que en baja mar se comunican entre sí, presentando formas litorales de laceración (grutas, incisiones, etc) y acantilados con fuerte pendiente cubiertos de vegetación o falsos cantiles con buzamiento hacía el mar. Por último la ensenada de Navia que no describimos aquí por ocuparnos a continuación más ampliamente del estuario del río Navia.

Consideraciones finales

El frente costero del tramo comprendido entre el estuario del Navia y la ria del Eo, presenta formas litorales propias de un fuerte accionamiento marino.

- El proceso destructor del mar sobre la costa origina abundantes materiales detríticos -bloques, cantos, arenas- que forman frentes playeros con varias bermas correspondientes a diferentes niveles de pleamar, la mayor parte de las veces unidos a cantiles.

- Los caracteres sedimentológicos de estos frentes -abundante presencia de caliza organógena, ausencia completa de arcillas y limos, altos valores de desgaste de cantos- evidencian una fuerte acción marina y ambiente hidrodinámico muy agitado. Los aportes para la formación de estos frentes litorales proceden de la destrucción de los acantilados, del abastecimiento de la red fluvial, y de materiales antiguos - periglaciares y de retoque marino- de la plataforma litoral.

- Los acantilados no sobrepasan los 30 m, microcantiles -inferiores a 5 m- y falsos acantilados con débiles buzamientos hacia el mar. La presencia de socavaciones, farallones,

valles suspendidos con cauces que rompen bruscamente al alcanzar la línea de costa, evidencian el retroceso sufrido por el frente acantilado.

- La presencia de acumulaciones cuaternarias colgadas de los cantiles, explica el importante papel que han tenido las oscilaciones eustáticas en la morfología litoral. No encontrándose hasta el momento depósitos antiguos a altitudes próximas al nivel del mar actual, a excepción de la reseñada por ASENSIO AMOR y NONN, 1964 en la ria del Eo, alrededor del muelle de Vegadeo.

449

ACCIDENTES GEOGRAFICOS
QUE LIMITAN LA ZONA ESTUDIADA
DEL OCCIDENTE ASTURIANO :
RIA DEL EO Y ESTUARIO DEL NAVIA

CAPITULO NOVENO

9.1. La ría del Eo

El sector estudiado por nosotros en esta zona del occidente de Asturias, está comprendido entre dos accidentes geográficos: la ría del Eo al oeste y el estuario del Navia al este, que rompen la uniformidad de la plataforma litoral de arrazamiento.

Sobre el proceso seguido por la ría del Eo, ASENSIO AMOR, 1970 tras el estudio de la morfología que presenta el litoral de la ría y los depósitos de aluvión existentes sobre la rasa, deduce: "que en determinada época la red fluvial procedente del interior del país..., corrió en su último tramo al nivel de la rasa, dejando sobre ella importantes depósitos de sedimentos..., posteriormente el valle fluvial sufrió un proceso enérgico de encajamiento por debajo del nivel general de la misma...Este proceso erosivo, fue seguido por un movimiento general de inmersión con un valor de 18-20 m, fenómeno que determinó la formación de la ría y que pudo ser debido a un proceso de eustatismo o a movimiento de hundimiento epirogénico del frente continental".

Este mismo autor manifiesta "que los caracteres orográficos de esta zona del Eo son fundamentalmente debidos a la acción de la red fluvial como resultado tectónico del paroxismo hercínico y a la meteorización sufrida por los materiales fácilmente alterables, lo que facilita el fenómeno de erosión diferencial..."

La ria del Eo ofrece una morfología relativamente estrecha, de riberas muy escarpadas y pendientes; desde la zona de embocadura hacia el interior en la costa del lado de Asturias, se distinguen las ensenadas de Arnao, La Linera y Vilavedelle, la mayoría de los depósitos de la ria ofrecen caracteres análogos que han sido estudiados por ASENSIO AMOR, 1959; ASENSIO AMOR y TEVES RIVAS, 1966; TEVES RIVAS, 1966; se trata de depósitos heterométricos con alta mediana de grano y elevado valor de centilo; índices morfométricos para cantos de cuarzo de 30-70 mm manifiestan la mayor o menor actividad marina en las diferentes zonas de la ría. A partir de la morfometría de cantos de cuarzo se deduce que el factor principal que condiciona la formación de cantos rodados en la ría es la localización geográfica del depósito en relación con la dinámica marina...

Tanto los depósitos de terrazas fluviales en el último tramo del río Eo, a niveles de + 35 m y +10 m, como los depósitos de las margenes de la ría y de la rasa litoral, han sido estudiados por ASENSIO AMOR, 1970. En este trabajo el autor cita el depósito de Campón como depósito detrítico de carácter eólico y se describen depósitos como el de Figueras a + 30 m con retoque marino. Se estudia una terraza cuaternaria del Eo a 55-60 m en San Juan de Moldes, considerándose el régimen de arrastre de los materiales de tipo fluvio-torrencial sin posterior modificación marina; ningún índice morfométrico parece indicar que las transgresiones marinas sufridas en este lugar hayan afectado a los niveles de 55-60 m.

En la margen izquierda de la ría del Eo y a 80 m de altitud en la vertiente oriental del Monte de Santa Cruz, se encuentra un depósito de acumulación residual que evidencia un arrastre de tipo torrencial, que se describe con todo detalle.

La cronología de los depósitos de terraza se hace con relación a otras formaciones relativamente próximas (DELIBRIAS, NONN y VAN CAMPO, 1964); en los alrededores del Puerto de Burela, a unos 30 km del último tramo del valle fluvial del Eo, se encuentra un nivel turboso a + de 20 m sobre el nivel actual del mar y con potencia aproximada de 8-10 m, cuya edad calculada por el carbono 14 ha sido referida al Würm III; en relación con el nivel de + 10 m, podrían corresponder sus depósitos al último interglaciador Riss-Würm, situando los del nivel + 35 m en el Tirreniense I.

Para los niveles de la rasa con génesis típicamente marina se cita la presencia de cantos agujereados por lamelibranchios (ASENSIO AMOR y NONN, 1964; NONN, 1966).

Los depósitos situados a altitudes superiores a 50 m ofrecen caracteres genéticos diferentes, NONN 1966 indica que "ha podido observar frecuentemente que la posición de terrazas superiores está en relación con la extremidad de los glaciares que forman en muchos lugares la parte inferior de las vertientes". También es citado y considerado por este mismo autor como frecuente un sistema de glaciares-terrazas en el sector del curso del Eo, situado aguas arriba de Puente Nuevo.

De acuerdo con este criterio ASENSIO AMOR (1970) opina que los depósitos de terraza fluvial que se encuentran en las margenes de la ría a altitudes de 55-60 m y + 80 m pudieran estar relacionados con los glacis terraza hallados por NONN (1966) y considera el nivel de terraza + 80 m como perteneciente al Villafranquiense; los niveles 55-60 m como correspondientes al interglaciar Gunz-Mindel; los depósitos del nivel + 35m corresponderían al Tirreniense I y por último las terrazas a + 10 m atribuidas al alto Monastiriense y el nivel de + 8 m fue atribuido en principio al alto Monastiriense (ASENSIO AMOR y NONN, 1964) y posteriormente al Tirreniense II (NONN, 1966).

Así pues la génesis de la ría del Eo estaría marcada por unos estadios fundamentales: su encajamiento en la rasa litoral consecuencia de un proceso subaéreo, debido al ciclo erosivo fluvial provocado bien por elevación del litoral debido a movimiento epirogénico, al descenso del nivel del mar por fenómeno eustático, o por un proceso erosivo principalmente de acción remontante al perder anchura la rasa por retroceso hacia tierra del frente del acantilado y acortarse, por ello, la longitud del último tramo fluvial.

La evolución y hundimiento de la ría ha repercutido en la configuración del valle del Eo en su tramo fluvial próximo a su desembocadura. Al mismo tiempo que se modificaba el perfil fluvial, la ría recibió un gran aporte de aluviones. Este proceso muy enérgico en un principio, continua en la actualidad con la consiguiente formación de marismas y juncales en el fondo de la ría. Hacia la desembocadura de la ría

el relleno va siendo cada vez más acusado, aunque en esta zona los sedimentos sean típicamente marinos, pues los cienos, limos y arenas cenagosas están en esta zona reemplazados por bancos de arenas finas y lavadas, muy ricas en conchuela.

El otro accidente geográfico situado en la zona más oriental de nuestro trabajo y que junto con la ria del Eo delimita el frente del sector estudiado por nosotros es la desembocadura del río Navia, sobre la que anteriormente hemos hecho una publicación (ASENSIO AMOR y GOMEZ MIRANDA, 1978).

9.2. El tramo final del río Navia

La denominada "ria de Navia (nombre que figura en todos los mapas de consulta frecuente) es uno de los accidentes geográficos del sector occidental del litoral cantábrico que se ha formado a través de un largo proceso evolutivo, pasando por diversos estados de desarrollo; en el momento presente se encuentra en un período muy avanzado de relleno por masas de arenas y limos, que descubren en unas zonas en baja mar y en otras no son cubiertas por las pleamares, con escasos fondos incluso en los espacios de canalización artificial. Estas obras para mejora de puertos, que en la mayoría de las ocasiones no alcanzan una solución perfecta, data de fechas relativamente recientes; datos histórico-geográficos publicados sobre el desarrollo urbano y demográfico de Navia a través de los tiempos, indican que "...el dique de Navia, urgido ya encarta de 7 de febrero de 1815 por D. Manuel Fuertes de Las Llammas al Sr.

Ministro de la competencia, fue estudiado en 1854 por D. Salustiano G. Regueral, aprobado el 19 de agosto de 1896 por un presupuesto de 62.244,80 pts e inaugurado el 17 de agosto de 1897; la dársena se amplió y acondicionó en 1903 realizandose obras ulteriores a mas del encauzamiento y canalización de la ría en 1928 y 1933" (Martínez Fernández, 1973).

Desde el punto de vista geológico las formaciones presentes en los espacios de estas formas litorales pertenecen al Paleozóico inferior -Pizarras de Luarca-, constituido por conjuntos de grawackas - con elementos microgranudos-. cuarcitas y fundamentalmente pizarras arcillosas, compactas, de tonos gris oscuro, pertenecientes al Ordovicico; algunos diques intrusivos de diabásas así como de cuarzos, completan la composición litológica de los materiales. Elementos muy poco frecuentes como granitos y silex, aparecen en ocasiones en las acumulaciones detríticas; los primeros pueden proceder del manchón granítico de Boal, que se extiende y atraviesa el rio Navia a la altura de Villacondide, y los segundos tienen un origen marino aportados por las corrientes litorales (Hernández-Pacheco y Asensio Amor, 1966).

Las observaciones que contiene este apartado tratan del dominio morfológico litoral y muy especialmente se estudian las características sedimentológicas de los materiales arenosos y fango-arenosos que motivan el relleno de los amplios espacios del estuario de Navia.

9.2.1. Cuadro morfológico

Forman el tramo final del río Navia, a nuestro modo de ver, dos entidades geográficas independientes en cuanto se refiere a la morfología y proceso evolutivo; una amplia y disimétrica ensenada -ensenada de Navia- y el estuario, con espacios arenosos relativamente reducidos y extensas zonas de marismas coincidentes o no con desembocaduras de ríos y arroyos.

a) Ensenada de Navia

Con boca de 1.850 m y saco de 850 m., entre el cabo de San Agustín y la Punta de La Sierra, constituye la ensenada de Navia un extenso espacio de influencia marina, limitado tanto al este como al oeste por acantilados que alternan con entrantes o zonas playeras arenosas y de cantizales, la mayoría cubiertas por las aguas en las pleamares; se trata de un frente costero articulado y escarpado, más sensible en la margen occidental de la ensenada, fuertemente batido por el oleaje especialmente el sector expuesto a occidente; el ataque marino repercute en la morfología litoral y motiva el carácter disimétrico de este accidente geográfico y la acusada presencia, desde la Punta de La Barra a la Punta de La Sierra, de cantiles precedidos por una plataforma de abrasión irregular y rugosa, con fracturas, así como otras formas litorales debidas a la acción marina (incisiones, grutas y masas en voladizo formando tunel).

Hacia fuera de la ensenada, al norte de la Punta de La Sierra y a 250 m de ella, se encuentra el bajo de El Canouco, con fondos de 1-2 m y en el que rompe el mar en las marejadas del noroeste, pero que por su posición fuera de la zona de acceso a la ensenada no tiene gran repercusión en la dinámica de la misma.

El saco de la ensenada ofrece como fondo una barra o flecha de arena que delimita la desembocadura del estuario y que esta precedida de extensos bancos arenosos, que tienen su origen en las corrientes de marea y que descubren en baja mar; esta flecha arenosa constituye la gran playa de Navia, con orientación norte; como formas playeras destacan en el estran dos bermas muy marcadas y una amplia plataforma de baja mar con pliegues, canales, crestas y surcos prelitorales; presencia en la playa posterior de lagunas cerradas artificialmente por la canalización del estuario; el frente playero es muy atacado por los grandes temporales y las marejadas que ocasionan la modificación del perfil playero.

El mapa hidrográfico de la Marina, correspondiente a la impresión de junio de 1973, muestra la batimetría de la ensenada de Navia; el final del valle fluvial está formado por un amplio canal con fuerte inclinación entre 3 m y 10 m de profundidad, para después suavizar la pendiente hacia los 15 m y ofrecer un fondo rugoso con escasa uniformidad topográfica.

En definitiva, la ensenada de Navia ofrece una línea de costa irregular, con numerosos entrantes en el perfil de ambas orillas; se encuentra en plena evolución por el ataque de la dinámica marina. La presencia de acantilados en parte destruidos por la acción del mar, el relleno de los entrantes por materiales detríticos y la formación de la barra arenosa a la entrada del estuario en un proceso acelerado de sedimentación, evidencia un tipo de costa juvenil con tendencia hacia la madurez; la formación de plataforma de abrasión mecánica es un indicio de retroceso del perfil costero.

b) Perfil de equilibrio de la playa de Navia

La zona litoral de Navia constituye un frente costero fuertemente batido por las aguas del proceloso cantábrico (Asensio Amor, 1966); como consecuencia de esta actividad y presencia del mar, aparece la forma litoral playera cuya configuración sufre profundas variaciones. Los grandes temporales que azotan el frente costero modifican el perfil de equilibrio de la playa, rebajando o aumentando su altura, alterando la disposición y distribución de los materiales playeros y en general, cambiando el aspecto morfológico de la playa. La Eám. XLVI muestra las variaciones del perfil de la gran playa de Navia, en el espacio y en el tiempo, por la enérgica labor abrasiva del mar.

c) Evolución morfológica de la barra arenosa

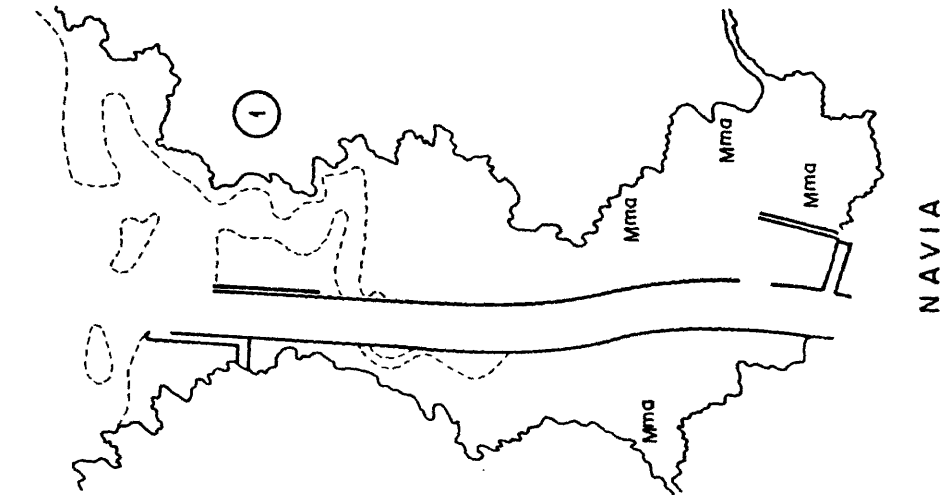
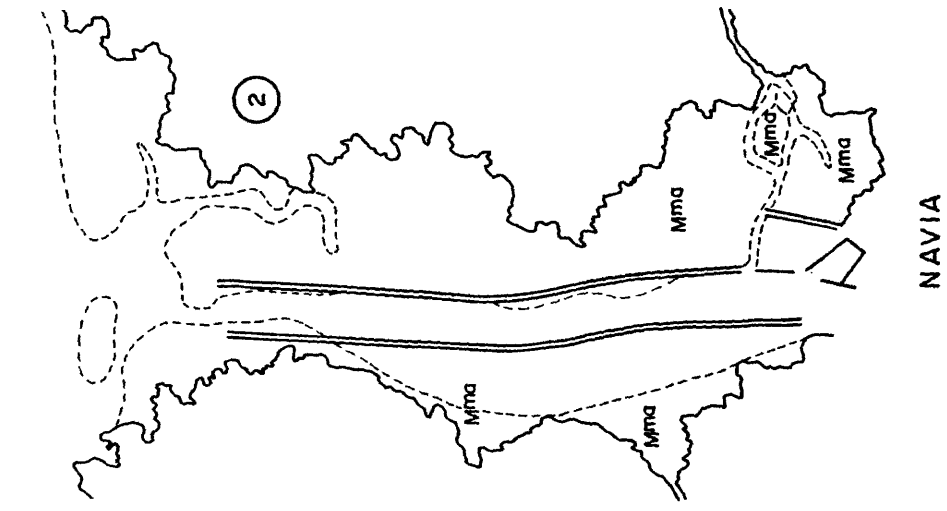
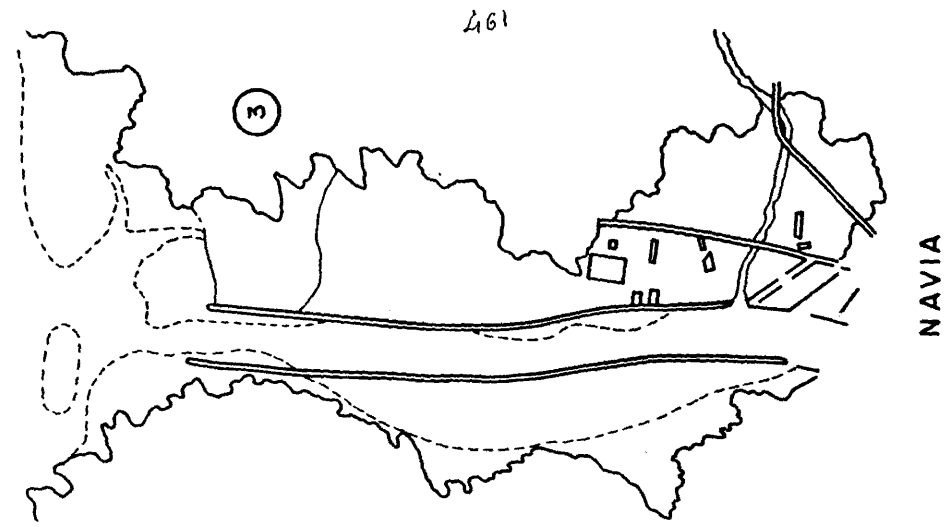
No hace mucho tiempo que tratamos de la inestabilidad que ofrecen las formas litorales y de las modificaciones sufri

das en el espacio y en el tiempo (Asensio Amor, 1974); uno de los ejemplos más típicos de evolución morfológica de bancos de arena lo acusa la ría del Eo, en la que como resultado del aporte de sedimentos se originan los denominados "tesos" que descubren o no en marea baja y experimentan modificaciones en su forma y disposición por la influencia del medio hidrodinámico, regido de una parte por el oleaje y el juego de mareas y de otra, por las corrientes fluviales que se dirigen hacia el tramo de desembocadura.

Analogamente, la forma litoral que constituye la gran barra arenosa situada en el tramo final del río Navia, presenta en el transcurso de algo más de cincuenta años fuertes cambios en su configuración; la figura 42 muestra, en particular, el plano de los espacios ocupados por la flecha arenosa entre el estuario y la ensenada de Navia, levantado en 1919 por la Comisión Hidrográfica, y en el que se puede ver la canalización que corta a la actual playa de Navia, la disposición serpenteante con fondos escasos y la relativamente amplia zona que alcanza. El dibujo II de la misma figura, que corresponde a la edición I de enero de 1961 del Instituto Hidrográfico de la Marina, ofrece en la disposición del canal fuerte modificación que se acentúa aun más en la impresión corregida y editada por el mismo Instituto en 1976, donde se puede observar que el canal ha desaparecido (Fig.43,3) totalmente, destacándose la gran playa de Navia.

260

Fig. 42. Modificaciones sufridas por la flecha arenosa localizada entre el estuario y la ensenada de Navia; 1, plano levantado en 1919 por la Comisión Hidrográfica; 2, edición 1 enero 1961 del Instituto Hidrográfico de la Marina, 3, edición corregida en 1976 por el referido Instituto.



d) Estuario de Navia

Corresponde al último tramo del río que lleva el mismo nombre y tiene por tanto como antecedente, un valle fluvial. Queda localizado en la parte occidental del litoral Cantábrico, que iniciándose en la ria de San Esteban de Pravia termina en la de Foz, al cambiar las características geológicas del terreno; por su configuración estrecha y alargada, caracter petrográfico y estructuras a las que se ha amoldado, el estuario ofrece acusadas características epigénicas; en ambas márgenes el acantilado vertical y no de gran altura corresponde a la base de las vertientes de antiguos valles fluviales; su longitud desde la barra o flecha de arena, localizada en la bocana, hasta la parte interna coincidente con la desembocadura del río Anleo (límite convencional establecido para este estudio), dista aproximadamente tres kilómetros; su anchura es muy variable (tomada en frentes de acantilados para ambas márgenes, oscila entre 530 m y 750 m desde el puente del ferrocarril hacia la bocana, y de 400 a 500 m hacia zonas interiores) y difícil de establecer actualmente por los numerosos espacios conquistados al mar a través de las obras de relleno formadas por las escolleras y muros contruidos para canalizar las aguas y permitir, por otra parte, mayor facilidad de acceso a la navegación. El calado en marea alta es inferior a tres metros, por lo que la arribada de barcos es peligrosa, a pesar de las obras de encauzamiento; tanto las corrientes de marea como las de descarga mantienen abierta la bocana y

regulan la repartición de los arrastres de materiales detríticos.

Las riberas del estuario, en sus partes externa y media, son escarpadas como resultado de procesos erosivos subaéreos y marinos; en el interior los escarpes están menos pronunciados; la articulación es más sensible en la orilla oriental que en la occidental. Desde la desembocadura hacia el interior, la margen oriental ofrece como accidentes dos bahías de configuración diferente; la más externa, con contorno acantilado y una amplia boca de 583 m y saco reducido a 200 m; a continuación, otra bahía con boca de 783 m y saco de 500 m., de irregular contorno, en cuyos espacios desemboca el río Olga. Ambas bahías conquistadas total o parcialmente al mar, son en la actualidad zonas ocupadas por urbanizaciones, industrias y la dársena, constituyendo como una continuación del centro de la población. Mas hacia el sur, pasado el casco urbano de Navia, la orilla es poco articulada con una amplia zona cenagosa. En la margen occidental se destacan varios senos coincidentes con desembocaduras de ríos y arroyos, accidentes que están colmatados por arrastres fluviales.

9.2.2. Estudio de sedimentos

a) Dinámica de cantos

La eficacia de la acción marina viene confirmada en los diferentes sectores estudiados, por los valores de parámetros e índices de desgaste del material cuarcitoso; las condiciones hidrodinámicas locales en la ensenada de Navia son bastante

46h

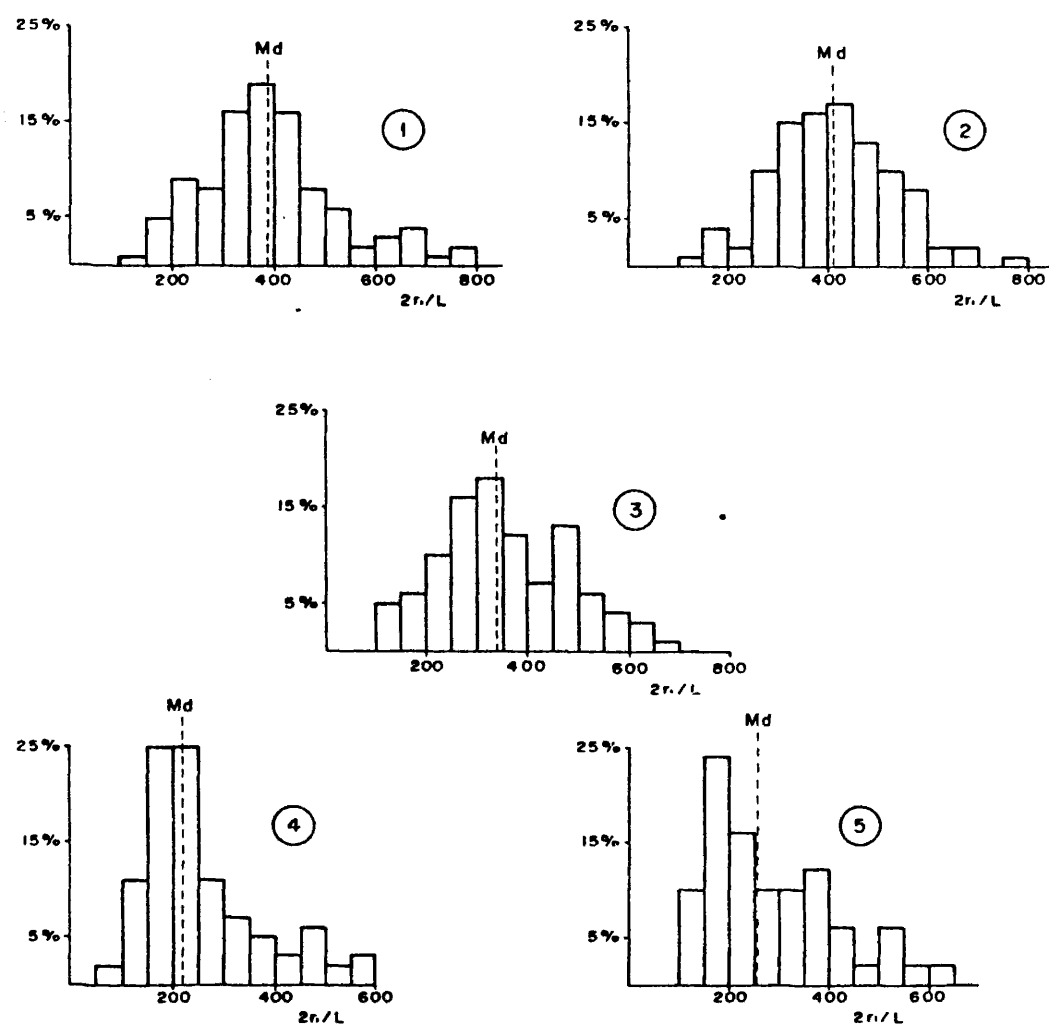


Fig. 43. Dinámica de cantos: histogramas de desgaste; 1 y 2 acumulaciones de accionamiento marino. 3, depósito de retoque marino. 4 y 5, ambientes fluviales.

variables, con cierta mayor intensidad en el sector oriental; los histogramas de desgaste son típicos de acumulaciones en ambiente marino; altos valores de medianas (Fig.43 I y II) y porcentajes elevados de elementos muy desgastados. En las zonas próximas a la barra los depósitos muestran también constantes morfométricas de dominio o al menos, retoque marino (Fig., 43 III), mientras que en los espacios interiores del estuario evidencian características de medios fluviales (Fig. 43 IV, V).

Estas consideraciones tienen efectividad en términos generales, ya que observaciones particulares realizadas en sectores muy localizados evidencian fuertes variaciones en los valores de desgaste y en función de la situación geográfica de los depósitos; en efecto, las medidas realizadas en la playa de Fojos resultan bajas ($Md = 209$; $\% < 100 = 8$; $\% > 500 = 2$; $Mo = 200-250$) en relación con otros depósitos situados en este sector (playa de Arnelles), lo que evidencia la falta de acción marina enérgica, aunque los materiales sean, sin duda alguna, de acumulación marina; realmente, no todos los depósitos de esta zona reflejan las condiciones del medio marino actual.

b) Granulometría y litología

Los caracteres sedimentológicos de tamaño y naturaleza petrográfica de las acumulaciones gruesas (a escala de cantos y bloques) que ocupan tanto la ensenada como el estuario de Navia, son difíciles de establecer con precisión en un conjunto sedimentario donde ha habido erosión y aportes antrópicos

para construcciones de diques y escolleras; no obstante, y en sentido generalizado, podemos considerar que las dimensiones de la masa de los arrastres corresponden a cantos y bloques pequeños, no superiores a 24 cm en la ensenada y reduciéndose a la categoría de cantos en la mayoría de los acarreos del interior del estuario. Los valores de mediana y centilo (Cuadro I) son bajos y es de destacar que el carácter petrográfico de este último parámetro se encuentre entre las pizarras para las acumulaciones de la ensenada y sean las cuarcitas, las que pertenezcan a los centilos para los depósitos del estuario.

Respecto a la composición litológica evidentemente es muy analoga en todas las formaciones detríticas; los espectros petrográficos muestran la presencia de elementos pizarrosos y cuarcitosos, con escasos porcentajes de cuarzos, en la ensenada de Navia los cantos pequeños y mediano están constituidos por abundantes pizarras y cuarcitas, mientras que los elementos con dimensiones superiores a 8-12 cm., son exclusivamente pizarrosos; por el contrario, el carácter litológico de las acumulaciones examinadas en los espacios del estuario conceden a las cuarcitas el tipo dominante en la composición petrográfica.

Todo el material detrítico tiene un origen local, salvo algunos cantos de sílex hallados en las formaciones playeas de la ensenada de Navia que pueden considerarse procedentes de afloramientos submarinos, y elementos graníticos transportados principalmente por las corrientes fluviales. Afloramientos de cuarcitas y pizarras son muy frecuentes en todos

CUADRO I (Continuación)

Comp. granul. Ø cm.	Playa Arnelles %	Playa Navia %	Playa Barrosa %	Estua.Navia (laguna) %	Estua.Navia (Anleo) %	Estua.Navia (gasolinera) %
2-4	80	36	8	18	43	41
4-6	10	35	43	42	43	50
6-8	4	15	31	25	11	7
8-12	3	9	15	14	3	2
12-16	1	4	3	-	-	-
16-24	2	1	-	1	-	-
Md.cm.	3,0	4,7	6,0	6,0	4,5	4,5
Centilo	19,5(P)	19,0(P)	14,0(P)	18,2(C)	12,0(C)	12,0(C)

C = cuarcitas; P = pizarras; Q = cuarzos; Md=mediana de grano

los frentes acantilados; en consecuencia, no es raro encontrar estos elementos en los depósitos sedimentarios; ahora bien, la repartición de estos dos tipos litológicos indica arrastres masivos por acción fluvial que es, a nuestro modo de ver, la causa principal en el proceso de relleno del estuario.

En cuanto a los materiales arenosos, están constituidos por granos de cuarzos, cuarcitas y pizarras; relativamente raros son los fragmentos de conchuela, trozos de caparazones y espículas que en muy escasas muestras alcanzan porcentajes del 1% al 10% y que solo están presentes en las arenas de la ensenada y de los alrededores de la barra; estos resultados coinciden totalmente con los datos de calcimetría. En ocasiones aparecen algunas partículas de feldespato y mica con otros minerales oscuros procedentes de rocas eruptivas.

c) Parámetros e índices granulométricos

La mediana Q_2 de la curva acumulativa de las acumulaciones finas, ofrece valores muy variables -prueba de las inconstantes condiciones hidrodinámicas locales - y queda establecida en la mayor parte de las muestras estudiadas en la secuencia de arenas finas (0,20-0,50mm), particularmente para aquellas recogidas en la ensenada de Navia y bocana de la ría (hacen excepción las playas de Arnelles y Fojos, con mediana de 0,86 a 1,07 por sus altos porcentajes de fases arenosas gruesa y media); en este mismo orden de valores se encuentra la zona interior de la flecha de arena. Los valores más bajos ($Q_2 = 0,40-0,20$ mm) corresponden a materiales depositados a lo

largo de la margen izquierda del estuario y en las zonas más internas del mismo (Fig.44 A).

La fracción de dimensiones inferiores a 60 micras (limos y arcillas) de carácter fangoso, es muy rara en la ensenada de Navia (menor del 1%) y espacios ocupados por la gran flecha de arena (1%-2%); su presencia es más abundante en la margen izquierda del estuario y cada vez más significativa y variable, hacía el interior (2%-74%) (Fig.44 B).

Los sedimentos finos -a escala de gravas, arenas y fracción limo-arcillosa- de la ensenada y estuario de Navia, responden a una distribución dimensional establecida por cuatro tipos de curvas granulométricas:

- Curvas sigmoidales con sedimentos constituidos por fases arenosas media y fina o gruesa y media, pero exentos totalmente de fracción grava y partículas de dimensiones menores de 60 micras; muy buena clasificación, con valores de índice de Trask comprendidos entre 1,12 y 1,24 y débil dispersión global ($Q_{90}-Q_{10} = 0,30-0,44$). Fuertes variaciones de la mediana Q_2 motiva que la separación entre las curvas acumulativas sea elevada y formen un amplio haz. Todas las muestras estudiadas pertenecen a la ensenada de Navia y flecha arenosa localizada en la bocana del estuario (Fig.45I).

- Otro grupo de curvas, también en forma de "ese" pero con inflexiones basal y terminal más abiertas y ascenso de la curva más suave, constituyen sedimentos fundamentalmente arenosos con variables cantidades de grava y fracción menor

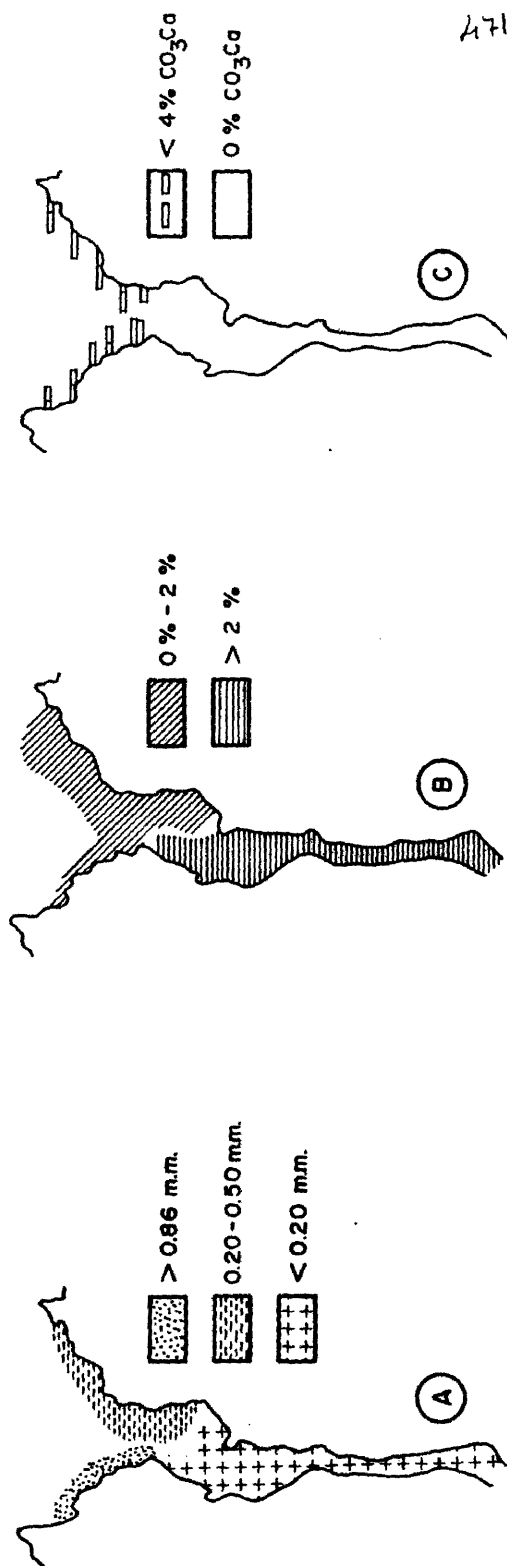
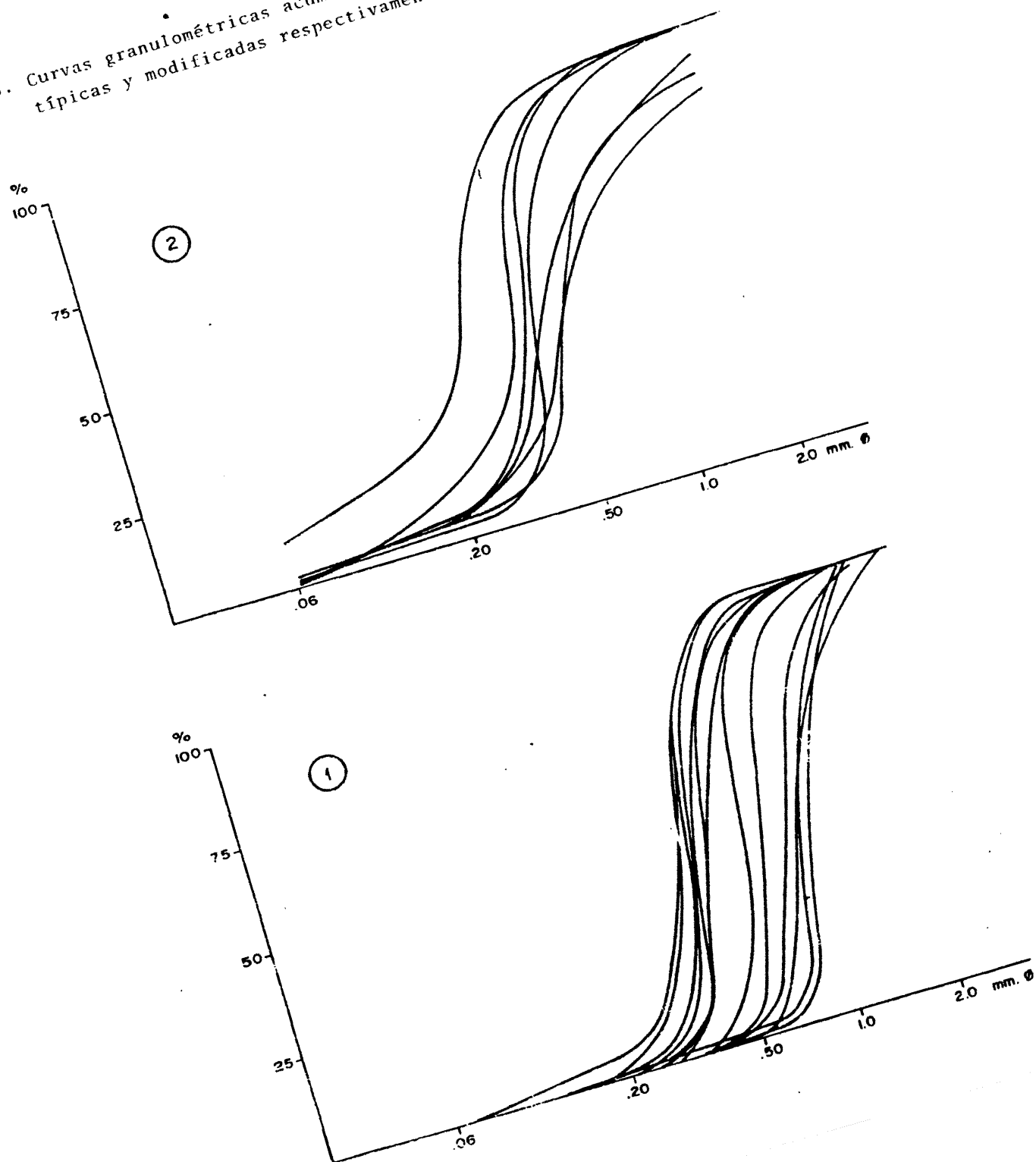


Fig. 44. Variaciones de parámetros granulométricos y de calcimetría; en relación con la situación geográfica en el estuario. A, valores de mediana O_2 de la curva acumulativa; B, porcentajes de la fracción menor de 60 micras (limos y arcillas); C, contenidos de conchuela expresados en CO_3Ca .

412

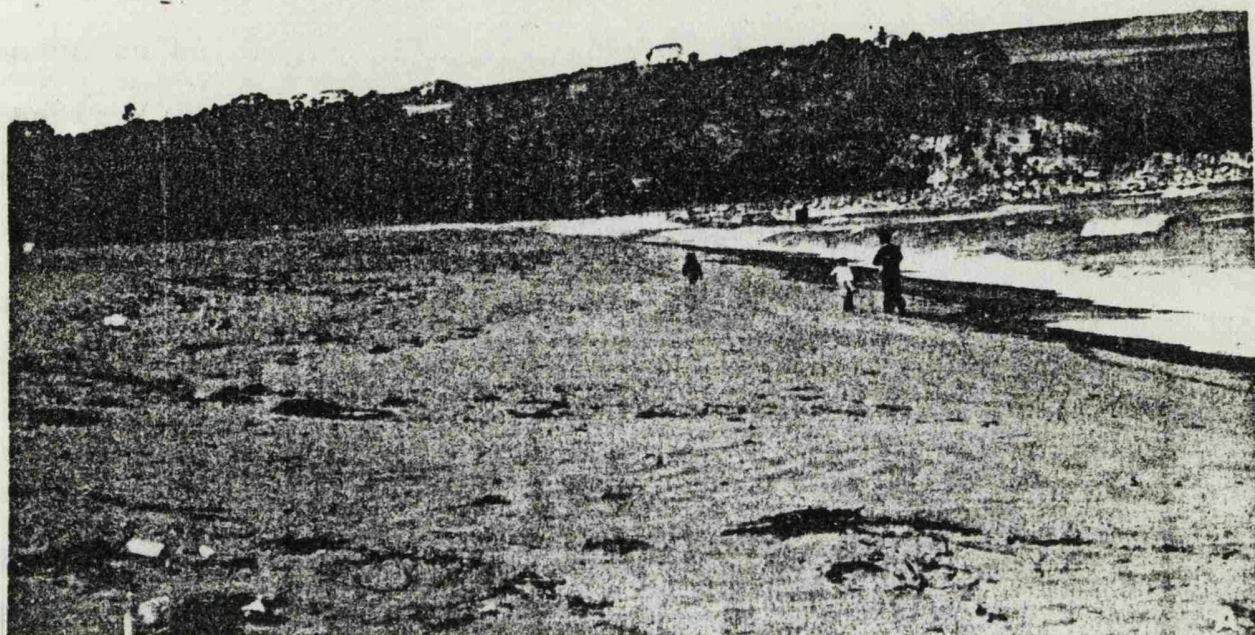
Fig. 45. Curvas granulométricas acumulativas. 1 y 2 curvas sigmoidales típicas y modificadas respectivamente.



Lám. XLVI

- A) Playa de Navia; barra o flecha de arena típica de desembocadura de estuario, a partir de los acantilados de la Punta de la Barra; dirección perpendicular al ataque marino.
- B) Terraza baja con materiales retocados por la acción del mar, lo que manifiesta una influencia del mar más activa que la actual. Estuario del Navia.

474



lam.xLVI

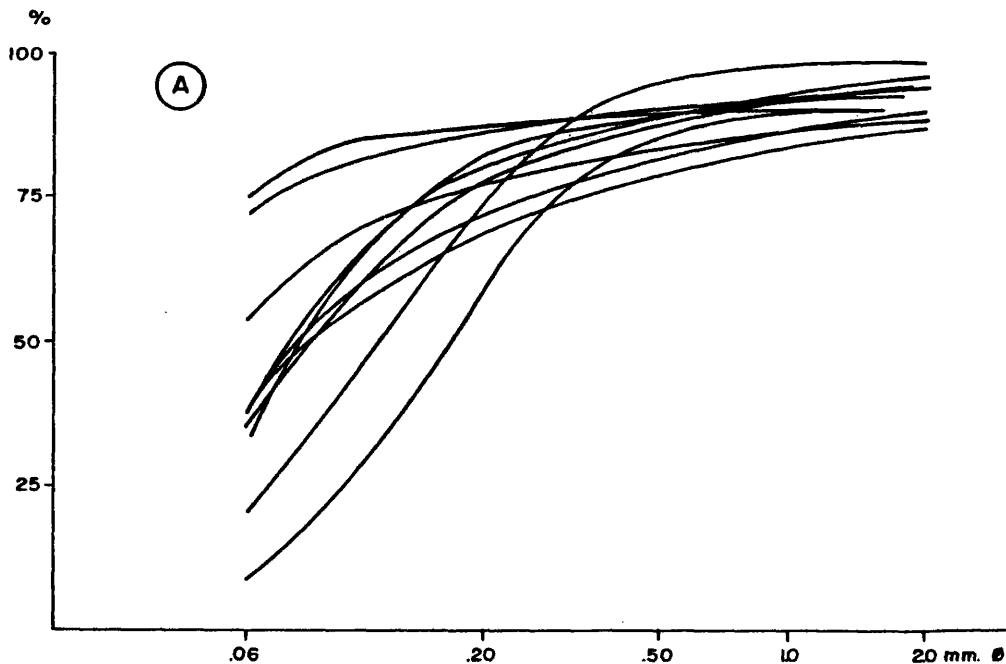
de 60 micras; como consecuencia, la clasificación es buena con tendencia a regular ($So = 1,25-1,52$) y la dispersión global relativamente alta. Todas las muestras de sedimentos finos con estos caracteres fueron recogidas en las inmediaciones de la parte interior de la flecha arenosa, donde la acción marina es actualmente débil por la posición abrigada de estos espacios, pero las condiciones locales favorecieron en otras épocas una influencia más activa de los factores marinos, como lo demuestran los aportes de arenas y cantos que constituyen una terraza baja con materiales retocados por la acción del mar (Fig. 45 II) (Lám. XLVI b).

Los dos tipos de curvas granulométricas de la Fig. 46 (A y B) corresponden a muestras recogidas en las zonas media e interior del estuario; son materiales diferentes en cuanto a su composición granulométrica, pero indiferenciados respecto a la repartición en los espacios del estuario. Al grupo B pertenecen sedimentos heterométricos, la mayor parte mal clasificados ($So = 1,60-2,76$) con abundante fracción grava y alta dispersión global. Las curvas acumulativas del grupo A corresponden a materiales constituidos casi exclusivamente por fracción menor de 60 micras y fase arenosa fina, con mala clasificación y valores débiles de dispersión global; se trata de mezcla, en proporciones variables, de elementos arenosos y muy finos con partículas limo-arcillosas transportadas en suspensión, depositadas por decantación, y que forman los más abundantes fangales distribuidos por todo el estuario.

476

Fig. 46. Curvas granulométricas acumulativas de sedimentos heterométricos aleatorios. A, materiales arenosos muy finos con abundantes partículas limoarcillosas. B, materiales con abundantes gravas.

477



d) Calcimetría de arenas

Los sedimentos muestran contenidos de conchuela muy bajos (0,2%-4% de CaCO_3) y su repartición alcanza solo a la ensenada de Navia y a las acumulaciones de la bocana (barra arenosa) (Fig.44C); es por tanto el estuario de Navia, un accidente geográfico casi totalmente relleno de materiales fangoso-arenosos y donde apenas está presente la fracción de caliza organógena como material sedimentario de aporte marino.

9.2.3. Consideraciones generales

Los términos geográficos ria y estuario se definen de una manera muy semejante (Guilcher, 1957, pag. 93); las rias son sistemas fluviales total o parcialmente invadidos por el mar; los estuarios designan zonas de un organismo fluvial en las que se hacen sentir las mareas y sus corrientes, o lo que es igual, partes inferiores de cursos de agua que son anegadas por la marea. La analogía de ambos conceptos esta basada en la influencia de la marea de salinidad incluso en la denominada "marea dinámica", es decir, aquella que no transporta más que agua dulce. Un tercer vocablo de también difícil diferenciación con los anteriores y sobre todo con el de estuario, es el de marisma o espacios continentales subsidentes localizados en las proximidades del nivel marino e influenciados tanto por las corrientes de marea como por la de descarga.

Considerando estos terminos ria, estuario y marisma - desde el punto de vista de su proceso genético y haciendo intervenir los agentes de la geodinámica externa de mayor influencia en la morfología de estos accidentes geográficos, podemos definir las rias como aquellas zonas donde el ataque del mar es predominante; estuario, los espacios en los que existe un equilibrio, más o menos acentuado, entre la acción de los factores marinos (corrientes debidas al oleaje y corrientes de marea) y aquellos procedentes de la red fluvial (corrientes de descarga) y del accionamiento de vertientes. Finalmente, en los parajes donde la influencia marina queda reducida a simples efectos de la marea de salinidad y de la marea dinámica, y las corrientes de descarga de la cuenca vertiente actúan como dominantes, tendríamos las marismas. En consecuencia, se trata de definir los terminos rias, estuarios y marismas con caracteres más peculiares y de mayor contraste, evidenciando de este modo una clara diferenciación y permitiendo por otra parte, a partir de datos experimentales en el estudio de sedimentos que actualmente rellenan estas formas litorales, realizar una limitación bastante precisa de lo que hasta ahora se ha considerado como ria en el mas amplio sentido de la expresión.

Por su evolución -considerada de plena madurez - en el proceso de relleno y por las características que ofrecen los materiales que colmatan los espacios de la llamada "ria" de Navia (escasez de materiales arenosos absolutos y bien clasificados; abundancia de sedimentos fangosos y fango-arenosos),

se trata más bien, a nuestro modo de ver, de un estuario que tiene su origen a espaldas de una barra arenosa, con un perfil longitudinal irregular donde aparecen varios senos con desembocaduras de ríos y arroyos y que constituyen zonas de marismas con abundantes limos procedentes de arrastres fluviales, y nulos contenidos en caliza organógena; las arenas procedentes del mar quedan dando nacimiento a la flecha o barra arenosa y pequeños espacios por detrás de ella, mientras que los depósitos terrígenos que motivan las acumulaciones de cienos y fangos ocupan amplias extensiones.

El mecanismo de relleno del estuario del Navia queda determinado por las acumulaciones de sedimento que ocupan sus amplios espacios; procedentes del mar son transportadas las arenas a través del juego de mareas y durante los temporales; este conjunto sedimentario se destaca claramente en la embocadura o paso de la ensenada al estuario. Los sedimentos de tipo fangoso y fango-arenosos son de origen continental fundamentalmente -algunos mezclados con arenas finas y medias de procedencia marina - y que han sido acarreados por la red fluvial que desemboca en el estuario y a través de las vertientes que forman las margenes.

9.2.4. Conclusiones

1º El último tramo del río Navia origina una forma litoral, estrecha y alargada, con riberas escarpadas y pendientes, y con muy marcadas características de estuario; medio hidrodinámico poco batido, probablemente por el cierre de la

gran flecha arenosa en la embocadura; la marejada penetra sin gran violencia en estos parajes, que solo sufren el relativamente suave accionamiento del juego de mareas y con más intensidad, el poder de arrastre fluvial.

2º El estuario del Navia se encuentra en un estado evolutivo muy avanzado, casi totalmente colmatado por masas de materiales detríticos que se extienden ampliamente, siendo los fondos escasos, incluso a lo largo del canal principal, actualmente de carácter artificial; todo el material grueso y fino tiene un origen local, procediendo de los afloramientos pizarrosos y cuarcitosos o de algunas formaciones detríticas cuaternarias.

3º El proceso de relleno del estuario del Navia, por fuertes aportes de aluviones, continua en la actualidad con el amplio desarrollo de marismas formadas por cienos blandos, plásticos, de tonalidades negruzca y grisáceo oscura, no colonizados y cubiertas varias horas en cada marea, que alternan con otros de tipo fangoso colonizados por la vegetación, desecados, granudos y recubiertos por las aguas solo en momentos críticos; son los típicos fangales denominados respectivamente Slikke y Schorre por los holandeses. Esta sedimentación cenagosa -con canales de marea entre los limos es la más acusada en todo el proceso de relleno, al menos en superficie, y está influenciada por la configuración del estuario, fuertes variaciones en las condiciones hidrodinámicas locales y amplio sistema fluvial del mismo.

4º Todo este mecanismo de relleno ha sido favorecido por las obras de canalización artificial a que fue sometido es te accidente geográfico, contribuyendo a incrementar el dese- quilibrio en el regimen de corrientes y a desplazar el flujo y reflujo de las mareas.

5º El levantamiento de muros y escolleras para mante- ner fondos adecuados y facilitar el acceso a la navegación, no siempre alcanza plenamente sus objetivos inmediatos, pero sí logra con su presencia incrementar en el espacio y en el tiempo el proceso de relleno, dando lugar además al estableci- miento de una zona de rompientes y a la formación o al menos recrecimiento, de una gran barra.

6º El fenómeno de relleno ha sido general en todo el litoral cantábrico; de aquí, que si una labor conveniente de dragado no se realiza, los canales principales pierden fondo y como consecuencia, el acceso hacia zonas portuarias se hace cada vez más difícil.

483

RESUMEN Y CONCLUSIONES

CAPITULO DECIMO

La zona occidental de Asturias está formada por rocas paleozoicas del Cámbrico-Ordovícico, con escasa representación del Silurico y un pequeño afloramiento Estefaniense; el Cámbrico integrado por cuarcitas y pizarras y una escasa representación de calizas y el Ordovícico por las pizarras negras y lustrosas de Luarca y una serie superior de areniscas, cuarcitas, pizarras y grauvacas. El conjunto de todos estos materiales fue afectado por una deformación polifásica acompañada de metamorfismo regional en el transcurso de la orogénesis hercínica.

En las inmediaciones de este sector las cimas culminantes de los relieves se sitúan altimétricamente a 1100 m y a 1200 m -Pico de la Bobia y Peñas Grallas-, mostrando todo este territorio un ligero descenso hacia el Norte.

El objetivo fundamental de este trabajo ha consistido en establecer algunos rasgos morfológicos de la zona occidental de Asturias, en relación con el proceso evolutivo experimentado a lo largo del Cuaternario basándonos en el estudio de los depósitos detríticos encontrados y en los mecanismos que los han originado.

El punto de partida del desarrollo morfológico de este sector hay que situarlo en una antigua topografía que posteriormente ha sido incidida y encajada profusamente por los valles del Navia, Porcía, Suarón y Eo principalmente. Este proceso de incisión ha comportado, a lo largo de su evolución, numerosas fases de estabilidad y encajamiento que han generado los principales testigos morfoclimáticos -glacis, terrazas, niveles de acumulación fluvial, etc-, con los que podemos elabo-

rar una interpretación geomorfológica de los principales acontecimientos cuaternarios.

La ausencia de testigos paleontológicos y la escasez de argumentos cronológicos donde solo algunos hechos permiten una datación más concreta, implica una cronología que no deja de ser relativa. Sin embargo el conjunto de depósitos atribuíbles al Cuaternario alcanza una notable importancia en la región; cronologicamente estan representados el Pleistoceno y el Holoceno.

En orden a su representación cartográfica y descripción, dentro del Pleistoceno se distinguen los siguientes tipos: depósitos periglaciares, depósitos de terrazas y los depósitos retocados por el mar de la "rasa". El Holoceno aparece representado por los depósitos actuales de playas y dunas, marismas y juncales, etc.

El estudio de las diversas formas morfológicas nos ha llevado a establecer las siguientes conclusiones:

1) El modelado de la región ha estado influenciado por un dominio morfoclimático propio de un ambiente frío y húmedo que ha originado abundantes testigos paleoclimáticos, como los depósitos de "grézes-litées", las coladas geli-fluidales, crioturbaciones, etc. Estos fenómenos periglaciares que afectaron a los materiales cuarcítico-pizarrosos de las vertientes han originado abundantes fragmentos en las laderas de las mismas que descienden hacia los valles dando lugar a

glacis de erosión de tipo mixto, o bien a acumulaciones de piedemonte y a depósitos que originan terrazas o aterrazamientos que colmatan los fondos de los cauces.

Los valles y las vertientes ofrecen en algunos lugares el típico modelado periglaciario -valles asimétricos, vertientes convexo-cóncavas.

La perfecta conservación de las formas periglaciares descritas, la falta de alteración en los materiales esquistosos de que están formadas nos lleva a datar estas formaciones como posteriores a la última transgresión marina en el interglaciario Riss-Wurm y en los últimos episodios fríos que acontecieron en Europa con ocasión de la glaciación Wurm.

2) Sobre la topografía antigua, los principales ríos han ido encajando sus cauces en los materiales esquistosos del paleozoico inferior. Las arterias fundamentales que recorren el sector estudiado por nosotros en el occidente de Asturias -Porcía y Suarón- son ríos autóctonos con cabeceras instaladas en las zonas más altas de este sector, Pico de la Bobia y Peñas Grallas. Estos valles con nacimientos situados a altitudes de 1100 y 1200 m respectivamente, han sido favorecidos por precipitaciones bastante regulares durante el Cuaternario, que han operado con sus aguas tanto en la labor de vaciamiento de los materiales como en la sedimentación de los mismos.

3) Debido a las condiciones de precipitaciones recurrentes y temperaturas suaves, se origina actualmente un ambiente húmedo que favorece el desarrollo de una gran cubierta vegetal que se extiende por toda la zona, ocupando el 50 del total la superficie arbolada, siguiendo en importancia e importancia hacia el interior y las tierras de labor en la superficie correspondiente a la rasa y zona litoral. La abundante vegetación en este sector del occidente de Asturias es el factor fundamental por el que los procesos erosivos presentan una atenuada acción.

4) Destacan en los cauces actuales de los ríos principales que cruzan este sector en dirección sur-norte, una fuerte carga aluvial procedente de la erosión subaérea de las vertientes y de las torrenteras que descargan en el colector principal originando pulsaciones de corriente muy contratadas que dan a estos ríos un carácter torrencial relativamente moderado, donde los arrastres longitudinales son poco perceptibles, originándose el transporte en montón solo durante las grandes crecidas y sobre cortas distancias y sin acción selectiva. Por ello, la presencia de canales anastomosados es menos frecuente, observándose más el carácter meandriforme y los encajamientos con formación de terrazas cónicas.

El estudio sedimentológico de estos cauces actuales muestra la importancia de los aportes laterales de vertientes que producen acumulaciones de materiales y modifican el

calibre de los mismos; el aspecto de las curvas acumulativas de la fracción menor de 20 mm evidencia la acusada competencia de la corriente con abundante fracción de gravas y un lavado enérgico de los materiales limo-arcillosos.

5) La evidencia de que a veces se dan fuertes chubascos y grandes crecidas en la zona viene dada por la existencia de vertientes en forma de herradura como consecuencia de corrimientos de tierra, y por los desbordamientos de las aguas de los ríos que supone etapas sucesivas en la evolución geomorfológica de la cuenca-vertiente y que lleva consigo grandes riesgos que actualmente persisten fundamentalmente en la cuenca del Suarón. Estas grandes crecidas son poco frecuentes y tienen más bien un carácter episódico, pero debenser tenidas en cuenta por los destrozos causados en las viviendas y tierras de labor próximas al río donde actualmente no es posible determinar la cuantía e importancia del deterioro causado como consecuencia de la última gran avenida que tuvo lugar en 1969. No se puede establecer con precisión la valoración y desarrollo de acciones morfogenéticas durante las crecidas, pero posiblemente la elevada competencia de la corriente ha desplazado los materiales por paquetes ocasionando el retroceso de orillas.

6) Desde el punto de vista hidrográfico, el progresivo descenso del nivel de base va a ir determinando los distintos valles fluviales; el clima y las oscilaciones sucesivas del nivel de base van a ejercer una notable influencia sobre la

degradación de los relieves.

En la evolución morfológica existen testigos de una serie de oscilaciones que dieron lugar a un conjunto de niveles fluviales escalonados. Los vestigios de este momento del Cuaternario son más abundantes en las vertientes del río Porcía, siendo sumamente escasos en el Suarón, lo que no nos permite hacer un estudio evolutivo conjunto de ambas redes hidrográficas.

Los depósitos antiguos correspondientes a diferentes niveles cuaternarios presentan en general reducida extensión y potencia entre 1 y 4 m; aparecen dispuestos como formas colgadas sobre materiales paleozoicos, extendidos en las zonas inferiores de vertientes en vías de regularización, con sensible inclinación hacia el curso fluvial, lo que conduce a considerar la génesis de estas acumulaciones como formadas en la parte terminal de antiguos glaciares de erosión; se trata de glaciares-terrazas, en cuya formación detrítica se mezclan los aportes del curso fluvial con el deslizamiento de las masas esquistosas procedentes de las vertientes en el curso de su regularización.

En el valle del Porcía las terrazas fluviales corresponden a niveles de + 45 m, + 25 m, + 12 m y aterrazamientos a + 1-3 m sobre el cauce actual. El estudio sedimentológico de los diferentes depósitos indica fuerte actividad de la corriente en un régimen de tipo fluvial-torrencial, con depósitos fluviales mal clasificados y modificados posteriormente a su formación.

La datación, debido a la ausencia de restos fósiles, se ha hecho tomando de punto de partida el nivel + 45 m encontrado en Candaosa y el depósito + 45 m situado sobre la "rasa" en la Punta de la Atalaya sobre la ensenada del Porcía, este último con claro retoque marino como evidencian sus índices morfométricos ($Md\ Id = 495$; $Md\ Ia = 1,94$; $Md\ Idi = 510$), lo que indica que cuando la rasa se formó como consecuencia de las transgresiones marinas el Porcía ya existía y su cauce se encontraba a + 45 m del thalweg actual; lo que equivaldría a que ambos pertenecen al interglaciar Mindel-Riss (Tirreniense I) ya que la edad de la rasa ha sido datada por ASENSIO AMOR y NONN (1964) como anterior al Tirreniense. Posteriormente MARY (1970, 1971) señala una serie de niveles marinos escalonados a diferentes alturas por debajo de la rasa en distintos puntos de la costa asturiana y considera al más alto como perteneciente al interglaciar Gunz-Mindel, lo que le lleva a datar el nivel de rasa de 100 m que se ve en Ribadeo como de edad Pliocena (I.G.M.E., 1981 Hoja de Ribadeo). Nosotros diferimos de esta datación hecha por MARY, ya que los niveles que considera marinos en la orilla derecha de la bahía del río Porcía y que sitúa como pertenecientes a los dos últimos interglaciares son niveles de terraza del Porcía posteriores a la última transgresión marina.

El nivel + 25 m que tiene su representación en muchos lugares del interior de la cuenca-vertiente del Porcía, pudo haberse formado durante el interglaciar Riss-Wurm, o ser posterior a él si consideramos que en el Puerto de Burela, a unos

50 km del tramo final del Porcía y ya en el litoral gallego, aparece un nivel turboso a más de 20 m sobre el nivel del mar actual, cuya edad calculada por el carbono 14 ha sido referida al Würm III (DELIBRIAS, NONN y VAN CAMPO, 1964).

El nivel de terraza + 12 m, localizado en varios depósitos del interior, si tiene su representación en la ensenada del Porcía en varios cortes delgados de los acantilados, a este depósito se le ha atribuido una génesis marina (I.G.M.E 1981 Hoja de Ribadeo) y se le data como correspondiente al interglaciar Mindel-Riss, citando otro más inferior situado a + 6 m como del Riss-Würm.

Los caracteres sedimentológicos de este depósito, muy similares a los otros niveles de terraza que más en el interior se encuentran a la misma altura, nos hace considerar a esta acumulación dentro de un dominio fluvial sin retoque marino (Md Id = 264; Md Ia = 1,87; Md Idi = 614) y correspondería a nuestro modo de ver a un encajamiento de la red fluvial posterior a la última transgresión marina; posiblemente este nivel se formó durante el último período glacial (Vürmien se) donde la red fluvial experimentó un encajamiento debido al nuevo descenso del mar.

7) El encajamiento tan pronunciado y fuerte que presenta la red fluvial, según la génesis de las terrazas, se habría producido en un tiempo relativamente breve, desde el interglaciar Mindel-Riss o desde el Tirreniense al momento actual, lo que equivaldría a considerar que no ha sido product

de un proceso de erosión normal o de epigénesis, sino que la tectónica ha jugado un papel muy importante en este sector donde hay que considerar la posibilidad de que los ríos han aprovechado líneas de fractura antiguas para su encajamiento - lo que no aparece contemplado en el mapa geológico-, o bien admitir la existencia de una tectónica cuaternaria que no descartamos, aunque no hayamos encontrado vestigios de ella en los depósitos cuaternarios.

8) El valle del Suarón cuya representación de los procesos actuales es muy similar a la cuenca del Porcía, presentando ambos un régimen fluvio-torrencial que se encaja en una serie monótona de cuarcitas y pizarras del Cámbrico-Ordovícico, es sin embargo mucho más pobre en lo que hace relación a los niveles cuaternarios encontrados por nosotros, lo que nos ha llevado a considerar a estos no como terrazas sino como niveles de acumulación fluvial situados al pie de glaciares de erosión, que originan depósitos mixtos a 4-6 m del thalweg actual formados en gran parte por los arrastres de vertientes modificados por el río al irse este encajando. Con frecuencia el material de ladera fosiliza a estos depósitos de acumulación fluvial, como sucede también en los depósitos antiguos del valle del Porcía.

9) Con motivo de la regularización de vertientes y de las correspondientes fases de sedimentación, se han ido formando en este sector del occidente de Asturias glaciares "mixtos", en los que existe un desigual reparto, en su superficie, de áreas cubiertas por material detrítico y áreas donde

aflora la roca "in situ" Paleozoica; de este modo a la vez que se perfilaba la superficie de los glaciares se formaban los niveles de terrazas o de acumulación fluvial con aportes laterales.

Así pues, depósitos de vertientes, glaciares detríticos y niveles de terrazas y acumulación fluvial son formas topográficas y morfológicas unidas a una misma secuencia genética en los valles del Porcía y del Suarón. Cada uno de los niveles fluviales, en general poco potentes, puede corresponder a pulsaciones de la red fluvial -acumulación-encajamiento-provocadas por rápidas pulsaciones climáticas, donde posiblemente ambas fases de incisión y de aluvionamiento, han sido importantes, aunque los niveles fluviales ofrezcan generalmente débiles potencias, donde la mayor parte de los materiales aluviales transportados por los cauces no son aportes longitudinales, sino que proceden fundamentalmente de las vertientes; el carácter estrecho de los valles ha dificultado el desarrollo de las acumulaciones fluviales y la erosión sobre las vertientes, ha limitado la extensión de los aluviones, ha hecho su reparto desigual y en la mayoría de los casos los ha fosilizado.

Teniendo siempre en cuenta que en este sector, tan importante como hayan podido ser las condiciones climáticas y de erosión normal de toda la red fluvial cuaternaria, existen unas circunstancias de tipo estructural tectónico que han influido en gran manera sobre la evolución morfogenética de los ríos.

10) La existencia en la zona, de fríos bastante intensos durante el Cuaternario, con numerosos ciclos de hielo-des-hielo y desplazamientos por solifluxión, van a modelar en gran parte las superficies de las vertientes de todo este sector; testigos paleoclimáticos son la existencia en las laderas de abundantes acumulaciones estratificadas de origen periglaciario que a veces presentan fenómenos de crioturbación.

11) La red fluvial en su tramo último se fue encajando en la rasa, superficie de abrasión marina que fue datada por ASENSIO AMOR y NONN (1964) como anterior al Tirreniense; en el transcurso del encajamiento de la red fluvial la rasa se basculó hacia el oeste, como resultado de un fenómeno de carácter epirogenético; la datación de la basculación ha sido atribuida a partir del interglaciario Mindel-Riss o bien después del Tirreniense I (NONN, 1960).

El nivel de terraza más alto encontrado por nosotros en el Porcía + 45 m puede atribuirse por analogía con otros similares próximos a estos (ASENSIO AMOR, 1970) al interglaciario Mindel-Riss (Tirreniense I) y se correspondería con el depósito que sobre la rasa se encuentra en La Punta de la Atalaya que fue afectado por esta transgresión marina, si consideramos la edad de la rasa como anterior al Tirreniense. Testigos de esta transgresión marina son zonas absolutamente aplanadas que aparecen en el litoral en extensiones muy variables - que va desde 6 km en la parte más occidental, a unos cientos de metros en las proximidades de Navia y las masas de sedimen-

tos detríticos que en el avance del mar modifican los aluviones procedentes de tierra formandose depósitos retocados por el mar. Durante estas invasiones la rasa sufre un retoque erosivo que la va haciendo cada vez más uniforme.

12) Durante las sucesivas transgresiones marinas, el mar llegó hasta el pie de monte y posteriormente por regularización de las vertientes se han formado glacia mixtos, cuya superficie está constituida por materiales periglaciares que han sido transportados por mecanismos de solifluxión y que entran en contacto con los depósitos marinos de la rasa o bien los fosilizan; este hecho nos indica que la edad de estos glacia próximos al litoral es posterior a la formación de la rasa a la que en muchos lugares aparecen fosilizando, lo que dataría a estos glacia como correspondientes al Pleistoceno superior (Würm).

Al pie de estos glacia se encuentran niveles de terrazas de los ríos Tol, Porcía, etc que no presentan ningún retoque marino, se trata de arroyadas que se han encajado con posterioridad a estar formada la rasa y que están localizadas al pie de estos jóvenes glacia.

13) De acuerdo con nuestra conclusión primera, estos glacia correspondientes al Pleistoceno superior estarían palonados por materiales periglaciares pertenecientes también al Würm, como lo demuestra la buena conservación de las formaciones periglaciares y su falta de alteración en los materiales.

14) Las formaciones actuales estan representadas por los aluviones de los depósitos fluvio-costeros; las playas, bien representadas a todo lo largo del litoral; las dunas, acumulaciones en estrecha relación con los depósitos de playa; los depósitos tipo marisma, ligados a los procesos de sedimentación de material continental con interferencia de procesos marinos, se trata de unos sedimentos fango-arenosos, constituidos por limos, arenas finas y muy finas en proporciones variables y en ocasiones enriquecidas en contenido organógeno.

Destacamos entre las formaciones actuales el estudio detallado, con el que concluimos esta Tesis, del tramo final del río Navia que nos ha llevado a considerar este accidente geográfico como un estuario, dadas las marcadas características que del mismo presenta y no de ría, nombre que figura en la localidad y en los mapas de consulta frecuente .

B I B L I O G R A F I A

- ABELLA, y CASARIEGO, E. 1877. Datos topográficos del concejo de Teverga, provincia de Oviedo. Bol. Com. Map. Geol. Esp. 4, 251-256.
- ADARO, L. de 1926. Atlas del estudio estratigráfico de la cuenca central de Asturias. Inst. Geol. Min. Esp; Madrid.
- ADARO, L. de y JUNQUERA, G. 1916. Criaderos de Asturias. Mem. Inst. Geol. España. Criaderos de hierro de España, 2, 1-610.
- AGUEDA VILLAR y col., 1977 Geología Edit. Rueda. Madrid. pp 192-193.
- ALVAREZ RAMIS, C. 1966. La flora fósil estefaniense de la punta de la Rubia. Figueras. Asturias. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. LXIV, pp 151-153.
- ALLEN, J.R.L. 1965 a. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. Sedimentology, 5. pp 89-191.
- ALLEN, J.R.L. 1970. Physical processes of sedimentation. An introduction. G. Allen & Unwin, London, pp 1-248.
- ASENSIO AMOR, I. 1959. Observaciones geológicas sobre la naturaleza de cantos rodados de la ria del Eo. Est. Geolog. vol. 15, pp 25-30.
- ASENSIO AMOR, I. 1962. Sedimentodinámica. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. LX, pp 301-313.
- ASENSIO AMOR, I. 1966. Sedimentología litoral: los cordones playeros del golfo de La Masma (Lugo). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. LXIV, pp 89-112.

- ASENSIO AMOR, I. 1970. Rasgos geomorfológicos de la zona litora galaico-astur, en relación con las oscilaciones glacioeustáticas. Est. Geol. vol.XXVI, pp 29-91.
- ASENSIO AMOR, I. 1971. Fenómenos periglaciares en la zona litoral galaico-astúrica. Est. Geogr. nº 122; pp 113-118.
- ASENSIO AMOR, I. 1974. Contribución al estudio de acciones periglaciares en el límite galaico-astur. Bol. Inst. Est. Asturianos nº 83; pp 805-809.
- ASENSIO AMOR, I. 1974. Evolución morfológica de "tesos" o bancos de arena en la ría del Eo (zona galaico-astúrica). Est Geol. XXX, pp. 599-602.
- ASENSIO AMOR, I. 1975. Morfología del frente costero en el límite galaico-astúr. Bol. Inst. Est. Astúr nº 84-85; pp 347-357.
- ASENSIO AMOR, I y GOMEZ MIRANDA, M.J. 1978. Morfología y sedimentología de las formas litorales del tramo final del río Navia (Asturias). Bol. R. Soc. Geogr. pp 33-53.
- ASENSIO AMOR, I y GOMEZ MIRANDA, M.J. 1980 a. Acumulaciones detríticas periglaciares del occidente asturiano. II Coloquio Ibérico de Geografía. Octubre. Lisboa.
- ASENSIO AMOR, I. y GOMEZ MIRANDA, M.J. 1980 b. La cuenca-vertiente del Porcía (Asturias); procesos actuales y ordenación del medio natural Bol. Cien. Natur. I.D.E.A. nº 26, pp 11-24.

- ASENSIO AMOR, I y GOMEZ MIRANDA, M.J. 1981. Depósitos cuaternarios del valle del Porcía. V. Congr. Cuaternario Sevilla
- ASENSIO AMOR, I y MARTI, J.M. 1979. Morfología y sedimentología de la costa occidental Asturiana. Bol. Inst. Est. Astur. pp. 363-389.
- ASENSIO AMOR, I. y NONN, H. 1964. Materiales sedimentarios de terrazas fluviales. Estud. Geograf. nº 96, pp. 319-376.
- ASENSIO AMOR, I. y SUAREZ ACEVEDO, J. 1962. Caracteres climáticos y fenómenos físicos que condicionan el tiempo en la zona litoral del Eo. Est. Geogr. nº 89, pp. 532-552.
- ASENSIO AMOR, I. y TEVES RIVAS, N. 1966. Estudio fisiográfico sedimentológico de las rias altas del Norte de Lugo. Acta Geológica Hispánica año I. nº 3, pp 5-10.
- BARROIS, Ch. 1877. Relación de un viaje geológico por España, leida en la Sociedad Geológica del Norte. Bol. Com. Map. Geol. España, t. IV, pp 373-382 Madrid.
- BARROIS, Ch. 1882. Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galicie. Mem. Soc. Géol. Nord. t,2 nº 1, pp 630, Lille.
- BASTIDA, F y PULGAR, J.A. 1978. La estructura del manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (costa Cantábrica, NW de España). Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo nº 10 pp 75-159.
- BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. 1954. Recherches morphologiques dans le nordouest de la peninsule iberique. "Memoires et Documents du C.N.R.S." tomo IV, pp 11-16. Paris.

- CAILLEUX, A. 1963. Processus supranivaux et grèzes litées.
Biul. Perygl., n° 12, pp. 10
- CAILLEUX, A et TRICART, J. 1963. Initiation a l'etude de
sables et de galets. Texte, 5, Place de la Sorbonne, Paris
- CAPDEVILLA, R. 1967. Extensión du métamorphisme régional
hercynien dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Galice oriental
Asturies, Leon). C.R. Somm. Soc. Géol. France, fasc, 7
pp. 277-278. Paris.
- CAPDEVILLA, R. & FLOOR, P. 1970. Les différents types de
granites hercyniens et leur distribution dans le nordouest
de l'Espagne. Bol. Geol. Min, t. LXXXI, fas. 2-3 pp 101-
111. Madrid.
- COQUE, R. 1977. Géomorphologie. Armand Colin, 430 pag. pp 186.
- CUETO y RUIZ DIAZ, E. 1930. Nota acerca del origen de las lla-
nuras, rasas y sierras planas de la costa de Asturias.
Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. núm 5, T. XXX, pp 241-254. Madr
- DELIBRIAS, NONN y VAN CAMPO, 1964. Age et flore d'un depôt
periglaciaire reposant sur la "Rasa" cantabrique près de
Burela (Galice, Espagne) C.R. Acad. Sci. t 259, pp 4092-
4094.
- DERRUAU, M. 1966 Geomorfologia. Edic. Ariel.Barcelona, 442
pág. pp. 182.
- EDELMAN, C.H. 1936. Über Spätpleistozäne und frühholozäne
kryoturbate Ablagerungen in den östl. Niederlanden.
Verhandel Geol.Mijbouwk, Ned. Kolonien, Geol. Ser XI, n°4
pp 301-336. pp 332:"Krioturbate Böden".

- FARBER, A. 1958. Stratigraphie und tektoniks der westasturischen küste zwischen den flüssen Navia and Nalon (Spanien). Diss. Univ. Münster, 140 pp Münster.
- FARBER, A. y JARITZ, W. 1964. Die geologie des westasturischen küstengebietes zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW Spanien). Geol. Jb. 81, 679-738, Hannover.
- GRISEZ, L. 1961 "Etude de quelques formations de l'Ouest des Asturies". Bull. Assoc. Géogr. Franc, vol. 298, pp 52-58.
- GUILCHER, A. 1955. La plage ancienne de la Franca (Asturies). "Comp. Rend. des Sc de l'Academ. des Sc" Tomo 241, pp 1603-1605. Paris.
- GUILCHER, A. 1957. Morfología litoral y submarina Edic. Omega. S.A. pp 93. Barcelona.
- GUILLIEN, Y. 1953. Interpretation générale des grèzes litées. Bull. Soc. Geol. Fr. pp. 713-721.
- GUILLIEN, J. 1974. Grèzes, loess, groizes entre Manche et Méditerranée. C.R. Groupe Travail "Regionalisation du Periglaciaire" pp. 39-43. Centre geogr. Appliquée. Univ. Louis Pasteur Strasbourg.
- HERNANDEZ PACHECO, F. 1949. Las rasas litorales de la costa Cantábrica en su segmento asturiano. Extr. du C.R. XVI^e Congr. Inter. Geogr. Lisbonne.
- HERNANDEZ PACHECO, 1956. Fisiografía del solar hispánico. Mem. R. Aca. Cienc. Exac Fis y Nat Tomo II, pp 241.

- HERNANDEZ PACHECO, F. y ASENSIO AMOR, I. 1959 I. Materiales sedimentarios sobre la rasa cantábrica. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat t. 57 pp 75-100.
- HERNANDEZ PACHECO, F. y ASENSIO AMOR, I. 1960 II. Materiales sedimentarios sobre la rasa cantábrica. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat, t 58 pp 73-83.
- HERNANDEZ PACHECO, F y ASENSIO AMOR, I. 1961 III. Materiales sedimentarios sobre la rasa cantábrica. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat, t 61 pp 207-223.
- HERNANDEZ PACHECO, F. y ASENSIO AMOR, I. 1962 IV. Materiales sedimentarios sobre la rasa cantábrica. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat, t 60 pp 65-76.
- HERNANDEZ PACHECO, F. y ASENSIO AMOR, I 1963. V. Materiales sedimentarios sobre la rasa cantábrica. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat, t 61 pp. 89-120.
- HERNANDEZ PACHECO, F y ASENSIO AMOR, I. 1964. Recientes investigaciones sobre la génesis de la rasa cantábrica. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. t 62, pp. 61-89.
- HERNANDEZ PACHECO, F y ASENSIO AMOR, I. 1965 b. El manchón carbonífero estefaniense de la Punta de la Rubia. Figueras (Asturias). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. t 63 pp. 209-307.
- HERNANDEZ PACHECO, F. y ASENSIO AMOR, I. 1966. Presencia de cotos de pedernal en las playas del litoral occidental del Cantábrico en relación con una probable orla terciario-se

cundaria sumergida. Bol. Inst. Español de Oceanografía
núm 126, pp. 3-11.

HERNANDEZ SAMPELAYO, P. 1914. Estudio geológico de la costa
de la provincia de Lugo. Bol. Inst. Geol. Min. España, t
XXXIV (t. XIV, 2º ser 1913), pp 81-171. Madrid.

HERNANDEZ SAMPELAYO, P. 1915a. Fósiles de Galicia. Nota sobre la
fauna paleozoica de la provincia de Lugo. Bol. Inst. Geol.
Min. España, t. XXXVI (t. XVI, 2º ser) pp 277-303, 8 láms,
1 map. Madrid.

HERNANDEZ SAMPELAYO, P. 1915b. Nota adicional al "Estudio de la
denudación de la costa en la prov. de Lugo". Bol. Inst.
Geol. España, t. XXXVI (t. XVI, 2º ser), pp 304-305. Madrid.

HERNANDEZ SAMPELAYO, P. 1916a. Criaderos de hierros de Los Oscos
y criaderos de Luarca. Criaderos de hierro de España, t. II
(criaderos de Asturias), pp 611-668, 13 figs, 4 láms. Madrid.

HERNANDEZ SAMPELAYO, P. 1916b. Criaderos de Luarca. Mem. Inst.
Geol. España. Criaderos de hierro de España (criaderos de
Asturias) 2, 620-668.

HERNANDEZ SAMPELAYO, P. 1924. Rectificación geológica de las
cuencas del Navia y del Ibias. Bol. Inst. Geol. España
t XLV pp. 253-261. Madrid.

HERNANDEZ SAMPELAYO, P. 1950. Ejemplos utilitarios de estra-
tigrafía aplicada. Estudios Geol. 11, 9-41. Madrid

- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. y KINDELAN, A. 1950. Explicación de la hoja del Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000, n° 32 (Llanes). Ins. Geol. Min. Esp, 109 pp.
- JARTIZ, W. & WALTER, R. 1970. Faziesuntersuchungen in Altpaläozoikum Nordwest-Spaniens (Asturien und Prov. Lugo) Geol. Jb. vol. 88 pp. 509-552. Hannover.
- JULIVERT, M. 1965. Sur la tectonique hercynienne à nappes de la chaîne cantabrique (étude géologique de la région a l'Est du bassin central, Espagne). Bull. Soc. Geol. Fr. 7 (7° Ser.) (4), 644-651.
- JULIVERT, MARCOS & TRUYOLS, J. 1972. L'évolution paléogéographique de NW de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurie Bull. Soc. Geol. Mineral Bretagne, Sér. C.T. IV, fasc 1 pp. 1-7.
- JULIVERT, M. & TRUYOLS, J. 1974. La coupe du Cabo Peñas, une coupe de référence pour l'Ordovicien du Nord-Ouest de l'Espagne. C.R. Somm. Geol. Fr. Paris fasc 6. pp. 241-243.
- JULIVERT, M.. 1971b. L'évolution structurale de l'arc asturien. Inst. Français Petr., "colloques et Séminaires" n° 22, vol. 1, 28 pp Paris.
- LEOPOLD, L.B. y WOLMAN, M.G. 1957. Rivers channel patterns: Straight meandering and braided. U.S. Geol. Surv. Profess. Papers, 282-b, pp 39-85.
- LEOPOLD, L.B. y WOLMAN, M.G. 1960. Rivers meanders. Geol. Soc. Am. Bull, 71; pp. 769-774.

- LOPEZ DE AZCONA, M.C. y MINGARRO, F. 1967. Determinación del CO_2 en rocas sedimentarias: Carbometría. Est. Geol. Vol. XXIII pp 257-262.
- LOTZE, F. 1945a. Einige probleme der Iberischen Meseta. Geotekt. Forsch, nº 6 pp 1-12 Berlin (traducido por J.M. Rios: algunos problemas de la Meseta Ibérica. Pub. Extr. Geol. España t. V. pp. 43-58 1 fig. Madrid 1950).
- LOTZE, F. 1945b. Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. Geotekt. Forsch, nº 6 pp 78-92. Berlin (traducido por José M^a Rios: observaciones respecto a la división de los variscides de la Meseta Ibérica. Pub. Extr; Geol. España, t.v. pp 149-166. Madrid (1950).
- LOTZE, F. 1956a. Das Präkambriums Spaniens. Neues Jb. Geol Paläont; Mt, t 8, pp 373-380, Stuttgart (traducido por J. Gómez de Llarena, El Precámbrico en España. Not. Com. Inst. Geol. Min. España nº 60 pp 227-240. Madrid 1960).
- LOTZE, F. 1956b. Über Sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung Geotek. Symp. Zu Ehren von H. Stille, pp 128-139. Stuttgart.
- LOTZE, F. 1958. Zur stratigraphie des spanischen Kambriums geologie, año 7, nº 3-6 pp 727-750, Berlin (traducido por J. Gómez de Llarena, sobre la Estratigrafía del Cámbrico Español Not. Com. Inst. Geol. Min. España, nº 61, pp131-164 Madrid 1961).

- LOTZE, F. y SDZUY, K. 1961. Das Kambrium Spaniens, I; Stratigraphie. Akad. Wiss. Lit, Abh. math. naturw 6-8, 1-411 (283-693) Mainz.
- LLOPIS LLADO, N., 1956. Los depósitos de la costa Cantábrica entre los cabos Busto y Vidio (Asturias) "speleon" tomo VI nº 4 pp 333-347. Oviedo.
- LLOPIS LLADO, N. 1957. La plataforma costera de la costa Asturiana entre Cabo Busto y el Eo, y sus depósitos. Resume et Comunic. V. Congr. Inter I.N.Q.U.A. pp 112 Oviedo.
- LLOPIS LLADO, N. 1961. Estudio Geológico de la región del Cabo de Peñas (Asturias). Bol. Inst. Geol. Min. España, 72 pp 232-348 (Mapa geol de Asturias, e 1:25.000, Hojas nº 1 y 2; 1955-60).
- LLOPIS LLADO, N. 1963. Estudio Geológico de los alrededores de Luarca (Asturias). Bol. Inst. Geol. y Min. Esp. nº 74 pp 15-72 Madrid.
- LLOPIS LLADO, N. y JORDA, F. 1957. Mapa del Cuaternario de Asturias. E. 1:250.000 V. Congr. Inter INQUA. Dip. provincial de Oviedo.
- LLOPIS LLADO, N. y MARTINEZ ALVAREZ, J.A. 1961. Reseña crítica del "Precámbrico de España" por F. Lotze. Brev. Geol. Astur. Año V nº 1 y 2; pp 48-51. Oviedo.

- MALLADA, L. y BUITRAGO, J. 1878. La fauna primordial a uno y otro lado de la Cordillera Cantábrica. Bol. Com. Mapa Geol. Esp. 5, pp 177-194.
- MARCOS, A. 1970. Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico superior en el occidente de Asturias (NW de España) Brev. Geol. Astur. año XIV nº 2 pp 13-28. Oviedo.
- MARCOS, A. 1971a. Las deformaciones hercínicas en el occidente de Asturias: la segunda fase de deformación y su extensión en el NW de la Península. Brev. Geol. Astur, año XV, nº 1, pp 2-6. Oviedo.
- MARCOS, A. 1971b. Cabalgamientos y estructuras menores asociados originados en el transcurso de una nueva fase herciniana de deformación en el occidente de Asturias (NW de España) Brev. Geol. Astur. Año XVI, nº 3 pp 39-42. Oviedo.
- MARCOS, A. 1973. Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). Trabajo de Geología, Univ. de Oviedo nº 6, pp 1-113.
- MARCOS, A. PEREZ-ESTAUN, A.; MARTINEZ, F.J. & VARGAS, I. 1981. Mapa geológico de España escala 1:50.000, Hoja nº 09-04 (25) (Vegadeo) Inst. Geol. Min. Esp. Madrid.
- MARCOS, A. & PHILIPOT, A. 1972. Nota sobre el Silúrico del occidente de Asturias (NW de España). Brev. Geol. Astur, año XVI, nº 3 pp 39-42 Oviedo.

- MARCOS, A. & PULGAR, J.A. 1981 Mapa geológico de España E. 1: 50.000 Hoja nº 10-03 (11) (Luarca) . Inst. Geol. Min. España. Madrid.
- MARCOS y otros 1981. Mapa geológico de España. E. 1:50.000, Hoja nº 09-03 (10) (Ribadeo) Inst. Geol. Min. Esp. Madrid.
- MARTINEZ ALVAREZ, J.A. 1958. "Nociones generales sobre Periglaciario" "Speleon" T. IX nº 3-4 pp. 105-128.
- MARTINEZ ALVAREZ, J.A. 1959 "Nota sobre el hallazgo de depósitos periglaciares en la montaña Asturiana" "Sepleon". año X, nos, 3-4 pp 265-274.
- MARTINEZ ALVAREZ, J.A. 1961. "Datos sobre los depósitos coluvionares de la zona oriental y costera de Asturias". "Speleon", Tomo XII, núms 1-2.
- MARTINEZ ALVAREZ, J.A. 1965. "Datos sobre las formaciones periglaciares de la zona montañosa del occidente de Asturias Notas y comuns. Inst. Geol. y Miner. de España Nº 78. pp. 85-91.
- MARTINEZ DE AZAGRA, M y otros. 1975. Mapa de cultivos y aprovechamientos. E. 1:50.000 Hoja núm 25/9-4 (Vegadeo). Ministeric de Agricultura.
- MARTINEZ DE AZAGRA, M. y otros. 1975. Mapa de cultivos y aprovechamientos. E. 1:50.000, hoja núm. 10/9-3 (Ribadeo), Ministerio de Agricultura.

- MARTINEZ FERNANDEZ, J. 1973. Navia: una panoramica del Concejo y de la Villa a través de los tiempos. Impr. "La Cruz" Oviedo pp. 25.
- MARY, G. 1967. Les niveaux marins fossiles de la region Otur (Luarca, Asturias, Espagne). Bull Soc. Linn. de Normandie 10 e Ser, 8 e vol. pp 38-52.
- MARY, G. 1968. Les formations marines actuelles et fossiles a l'embouchure du rio Esba (Luarca, Asturias. Espagne). Cat. ocean, 20 é Ser, 8 è vol, pp 683-693.
- MARY, G. 1970. La rasa cantabrique entre Luarca et Ribadeo (Asturies, Espagne). Brev. Geol. Astúrica, año XIV, nº 4, pp 45-48 Oviedo.
- MARY, G. 1971. Les formations quaternaires de la cote asturienne (Espagne) entre Ribadesella et Comillas. Bull. A.F.E.Q. vo. 2 pp 111-118.
- MARY, G. 1972. Le Quaternaire du Cap de Esbarrodoiro (Luarca, Asturias, Espagne). Brev. Geol. Ast, año XVI, nº 4 pp. 53-56. Oviedo.
- MARY, G. 1974. Phase climatique periglaciaire tardive sur la côte asturienne. Brevioria Geolog. Asturica año XVIII nº 2 pp 25-28.
- MARY, G; MEDUS, J. & DELIBRIAS, G. 1975. Le Quaternaire de la côte asturienne (Espagne). Bull. A.F.E.Q. vol 1, pp 13-23
- MATEO GONZALEZ, P. 1956. Pluviometría de Asturias. Serv. Meteorológico Nac. Sección de climatología, Ser. A., núm 28. Madrid.

- MATTE, Ph, 1967. Le Précambrien Supérieur schisto-gréseux de l'ouest des Asturies. Comparaison avec les autres affleurements précambriens du Nord-Ouest de l'Espagne. Rev. Géogr. phys. Géol. dynam 2^e ser, Vol X, fas 3, pp 205-211. Paris.
- MATTE, Ph, 1968. Précisions sur le Précambrien supérieur schisto-gréseux de l'Ouest des Asturies. Comparaison avec les autres affleurements précambriens du Nord-Ouest de l'Espagne. Rev. Géogr. phys. Géol. dynam, 2^e ser', vol X, fasc 3 pp 205-211 Paris.
- MELENDEZ, B. y ASENSIO AMOR, I. 1964. El yacimiento de trilobites del Cámbrico medio de Presa. Monte Pruida. Castropol. Asturias. Bol del Instituto de Estudios Asturianos, n^o 10, pp. 3-11.
- NONN, H. 1960. Les dépôts de la "rasa" cantabrique dans sa partie occidentale (Galice, Espagne). Rev. Géomorph. Dyn. núm 7-9. pp 97-105.
- NONN, H. 1966. Les régions cotières de la Galicie (Espagne). Etude géomorphologique, pag. 447. Les Belles Lettres. I texte. Paris VI^e
- NONN, H. y TRICART, J. 1960. Etude d'une formation périglaciaire ancienne en Galice (Espagne). Bull. Soc. Geol. Franc. n^o 1 pp. 41-44.
- OBERMAIER, H. y CARANDELL, J. 1915. Datos para la climatología nari en España. Bol. R. Soc. Es. His. Nat., t15 pp. 402-412.

- PEREZ ESTAUN, A. 1974. La sucesión ordovícica en el dominio del alto Sil (Zona Asturoccidental-leonesa, NW de España). Brev. Geol. Astur, año XVII, núm. 4, pp. 53-57. Oviedo.
- PEREZ ESTAUN, A. 1978. La estratigrafía y la estructura de la rama Sur de la zona astur-occidental-leonesa (W de León, NW de España). Mem. Inst. Geol. Min. Esp. Madrid.
- PISSART, A. 1973. Resultats d'experiences sur l'action du gel dans le sol Biul. Perygl. n° 23, pp. 101-113.
- POLL, K. 1963. Zur stratigraphie des Altpaläozoikums von Belmonte (Asturien/Nordspanien). N. Jb. Geol. Paläont. Abh, 117, 235-250, Stuttgart.
- PRADO, C. de 1857. Lettre à M. de Verneuil sur les terrains siluriens des Asturies. Bull. Soc. Géol. France, 2^{ème} sér, t XV, pp 91-93, Paris.
- RADIG, F. 1962. Zur stratigraphie des Devons in Asturien (Nord-Spanien). Geol. Rundschau, 51 (1). pp. 249-267, Stuttgart.
- RADIG, F. 1964. Beitrag Zur Kenntnis der Grenzsichten Devon karbon im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). N. Jb. Geol. Paläont, Mh, 3, pp. 150-162. Stuttgart.
- RAYNAL, R. 1973. La géomorphologie périglaciaire au Congrès de Montréal: les tendances marquantes des recherches et l'organisation du travail dans le cadre de l' U.G.I. Rev. Géomorph. Dyn. XXII, n° 3 pp. 126.

- REINECK, H.E. y SINGHT, T.B. 1973. Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag. Berlin. pp. 1-439.
- RIBEIRO, A. 1970. Position structurale des Massifs de Morais et Braganca (Trasos-Montes). Com. Ser. Geol. Portugal. t. L pp. 115-138. Lisboa.
- RIEMER, W. 1966. Datos para el conocimiento de la Estratigrafía de Galicia. Not. com. Inst. Geol. Min. España nº 81 pp. 7-20. Madrid.
- SCHULZ, G. 1855 . Mapa topográfico de la provincia de Oviedo, escala 1:127.500 Madrid.
- SCHULZ, G. 1858. Descripción geológica de la provincia de Oviedo 162 pp., (2ª edición) (1900) Impr. La Cantábrica (Navarro hermanos).
- SCHULZ, G. 1858. Descripción geológica de Asturias. Biblioteca Bascongada de Fermin Herran, 55. Gráficas Reunidas, Madrid
- SCHULZ, G. 1858. Descripción geológica de la provincia de Oviedo, 176 pp (4ª edición) (1930) Gráficas Reunidas. Madrid.
- SCHULZ, G. 1858. Descripción geológica de la provincia de Oviedo, 138 pp 1 mapa geol, escala 1: 400.000 (1857). Madrid.
- SDZUY, K. 1968. Biostratigrafía de la griotte cámbrica de los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables. Trabajos de Geol. Universidad de Oviedo, nº 2 pp. 45-58. Oviedo.

- SEILACHER, A. & CRIMES, T.P. 1969 "European" Species of Trilóbite burrows in Eastern Newfoundland. Am. Ass. Petr. Geol. Mem. 12, North Atlantic Geology and Continental Drift, pp. 145-148. Tulsa.
- SELLEY, R.C. 1977. An introduction to sedimentology. Acad. Press. London, pp. 1-408.
- TEVES RIVAS, N. 1966. Estudio fisiográfico sedimentológico de las rias altas de la provincia de Lugo. España (Rias del Barquero, Vivero, Fazouro, Foz y Eo). Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad de Madrid.
- TRICART, J. et CAILLEUX, A. 1953. Détermination du centile en granulométrie. Bull. Soc. Géol. Fr. t 3 pp. 747.
- TRICART, J. et VOGT. 1967. Quelques aspect du transport des alluvions grossières et du façonnement des lits fluviaux. Geografiska Annaler, 49, ser A. 2-4, pp. 351-366.
- VALDES LEAL, J. 1965. La tectónica de los Oscos (Asturias) Est. Geol. Vol XX, pp. 271-283, 13 figs, 2 mapas, 2 láms cortes. Madrid.
- VALDES LEAL, J. 1967. Esquema geotectónico del occidente de Asturias Not. Com. Inst. Geol. Min. España, nº 99-100 pp. 181-186, 1 fig. Madrid.
- WALTER, R. 1966a. Resultado de investigaciones geológicas en el noroeste de la provincia de Lugo (NO de España) Not. Com. Inst. Geol. Min. España, núm, 89 pp 7-16, Madrid.

- WALTER, R. 1968. Die Geologie in der nordöstlichen Provinz
Lugo (Nordwest-Spanien) Geotekt. Forsch, vol. 27, pp. 3-70.
Stuttgart.
- WEST, R.G. 1968. Pleistocene geology and Biologie Wiley, New
York, 377 pág; pp 84.
- ZAMARREÑO, I. 1972. Las litofacies carbonatadas del Cámbrico
de la zona Cantábrica (NW España) y su distribución paleog-
ráfica. Trabajos de Geología. Univ. de Oviedo nº 5 pp.
1-118. Oviedo.
- ZAMARREÑO, I. y Juliviert, M. 1967. Estratigrafía del Cámbrico
medio del Oriente de Asturias y estudio petrográfico de
las facies carbonatadas. Trabajos de Geol. Univ. de Oviedo
nº 1, pp 135-163. Oviedo.

